

富来川断層

【KD-1' 孔 コア写真(1/2)】

KD-1' 孔(孔口標高203.62m, 掘進長100m, 傾斜75°)

深度(m)

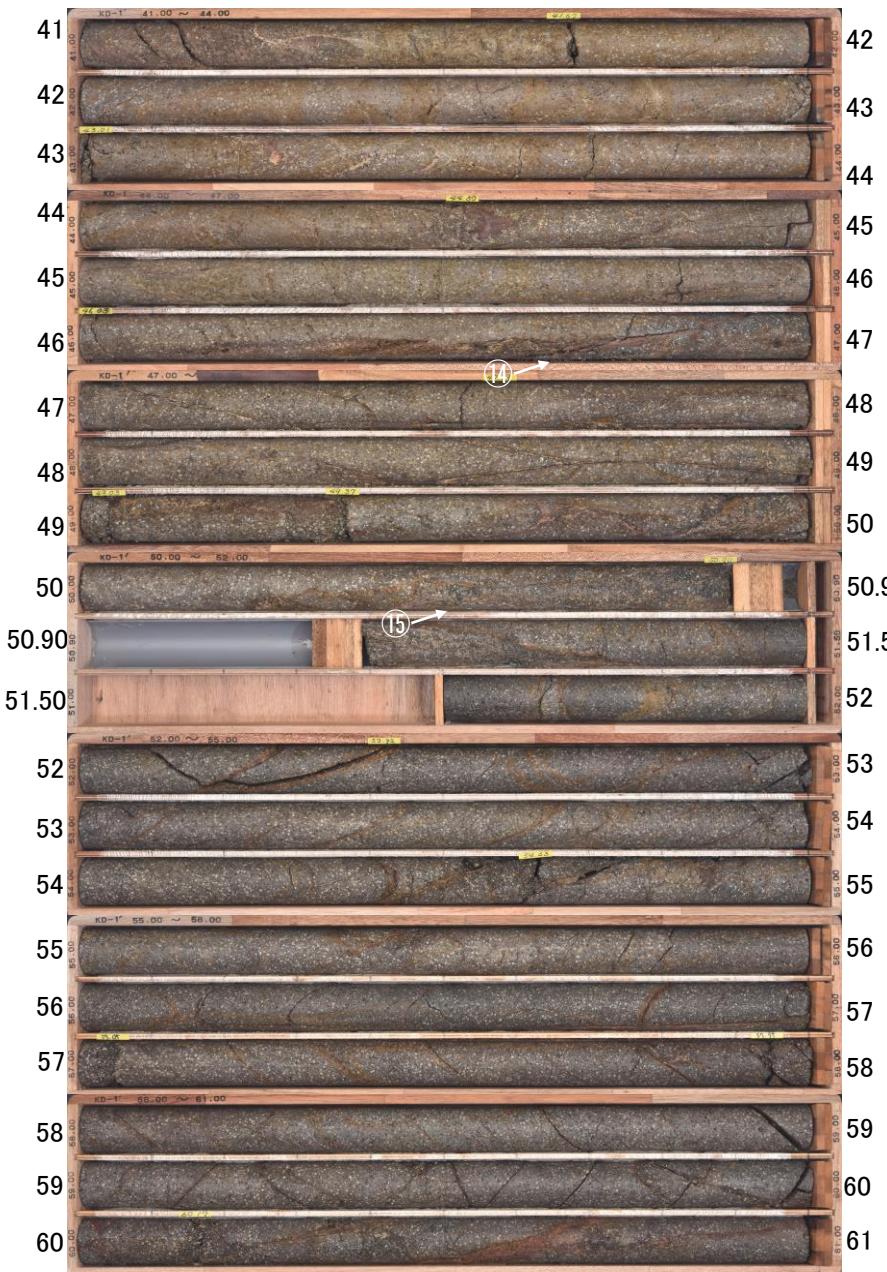


深度(m)

破碎部

- ⑩深度11.84～12.18mに厚さ32cmの破碎部(N77W/27NE)
- ⑪深度12.60～12.80mに厚さ16cmの破碎部(N54E/32NW)
- ⑫深度14.28～14.36mに厚さ3.1cmの破碎部(N4E/63NW)

深度(m)

破碎部

- ⑬深度37.82～37.83mに厚さ2.0cmの破碎部(N20E/61NW)
- ⑭深度46.73～46.75mに厚さ1.0cmの破碎部(N29E/84NW)
- ⑮深度50.63～51.19mに厚さ15cmの破碎部(N53E/89SE)

富来川断層

【KD-1' 孔 コア写真(2/2)】

KD-1' 孔(孔口標高203.62m, 掘進長100m, 傾斜75°)

深度(m)



今泉ほか(2018)による
推定活断層の推定位置

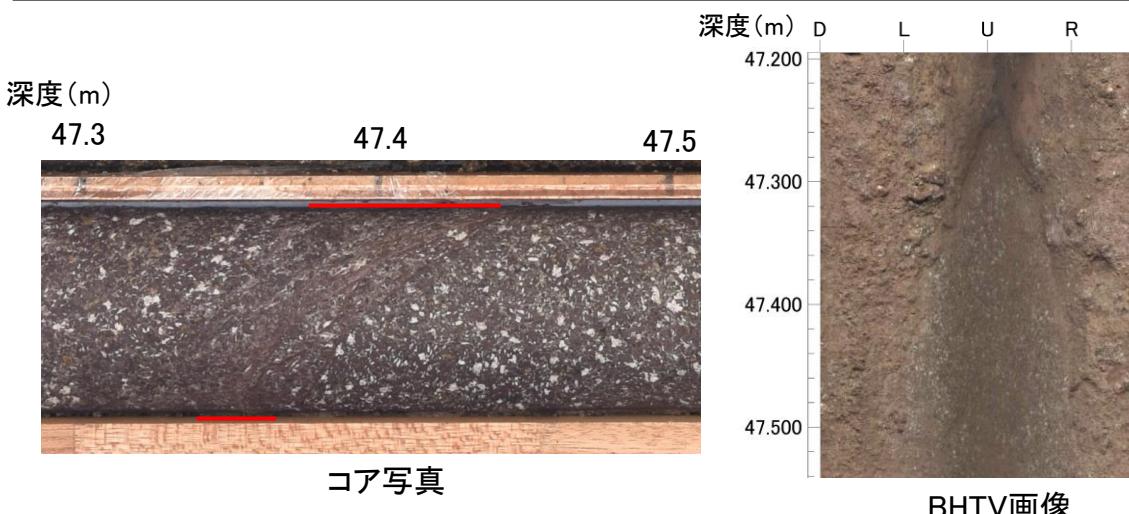
破碎部

- ⑯深度94.35～94.39mに厚さ4.0cmの破碎部(N22E/10SW)
- ⑰深度99.19～99.22 mに厚さ2.5cmの破碎部(N5E/61SE)
- ⑱深度99.41～99.44mに厚さ3.0cmの破碎部(N22E/78SE)

富来川断層

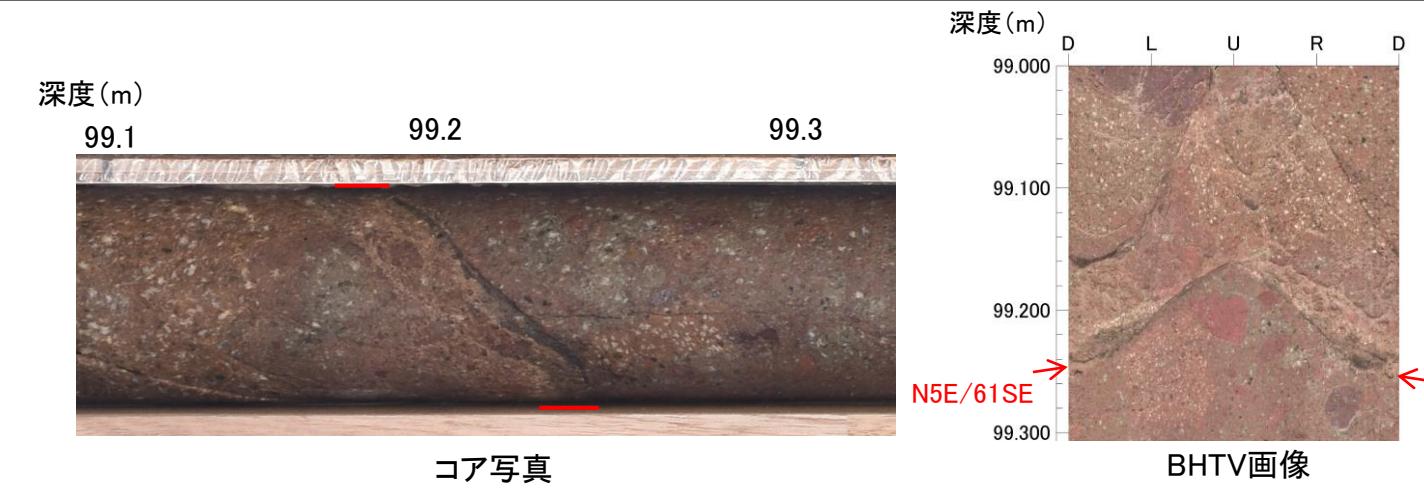
【今泉ほか(2018)等の推定活断層と走向傾斜が近い破碎部について】

○今泉ほか(2018)等の推定活断層に近い走向傾斜を示す破碎部(破碎部⑧, ⑯, ⑰)や、走向傾斜が不明な破碎部(破碎部③)が認められる。これらは固結しており、破碎部の幅も小さく、さらに反射法地震探査(富来川測線, P.276)において対応する断層が認められないことを踏まえると、古い時期に活動した累積的な変位量の小さい断層であり、震源として考慮する活断層ではないと判断した。



③深度47.33~47.38mに厚さ1.6~2.0cmの破碎部(走向傾斜不明)

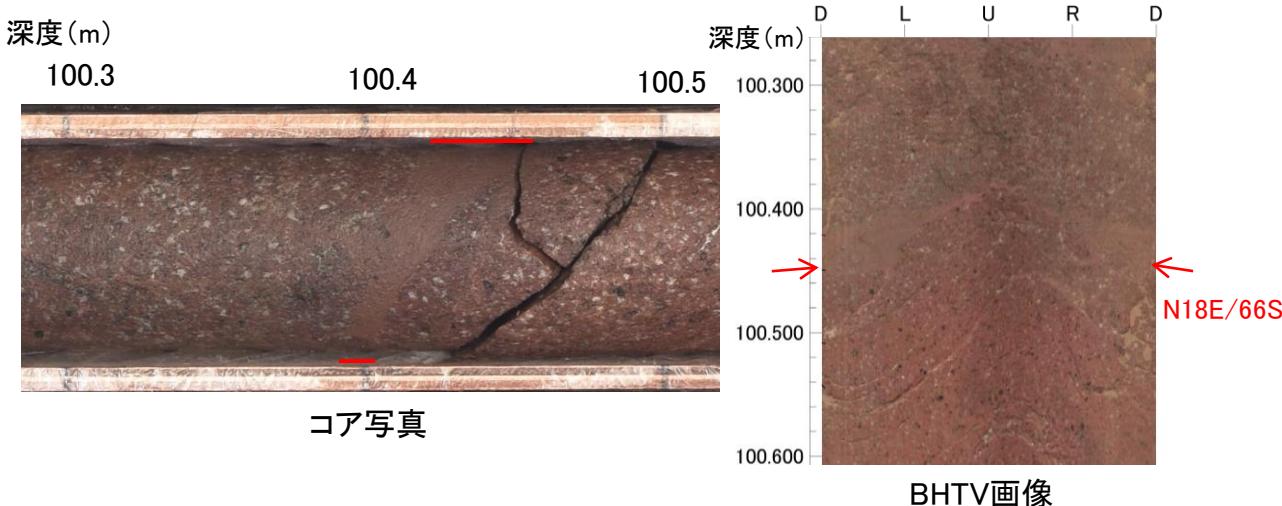
- ・KD-1孔の深度47.36~47.40mに、見掛けの傾斜角60°の厚さ1.6~2.0cmの破碎部が認められる。厚さ1.6~2.0cmの固結した破碎部からなる。
- ・この破碎部は固結しており、破碎部の幅も小さい。



⑯深度99.19~99.22mに厚さ2.5cmの破碎部(N5E/61SE)

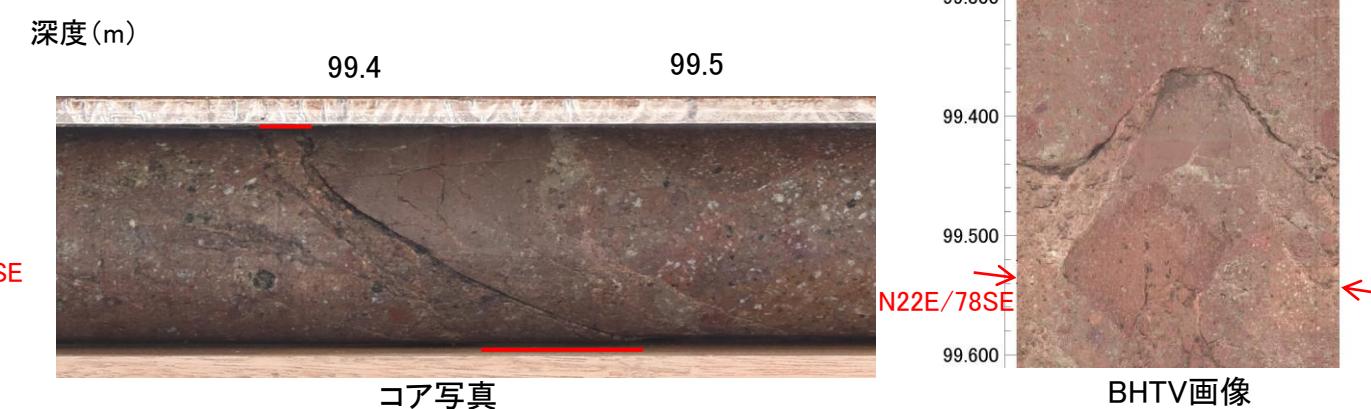
— 破碎部

- ・KD-1'孔の深度99.19~99.22mに、見掛けの傾斜角45°の厚さ1.5~2.5cmの破碎部が認められる。厚さ1.5~2.5cmの固結した破碎部からなる。
- ・この破碎部は固結しており、破碎部の幅も小さい。



⑧深度100.40~100.43mに厚さ1.1~2.4cmの破碎部(N18E/66SE)

- ・KD-1孔の深度100.40~100.43mに、見掛けの傾斜角25°の厚さ1.1~2.4cmの破碎部が認められる。厚さ1.1~2.4cmの固結した破碎部からなる。
- ・この破碎部は固結しており、破碎部の幅も小さい。



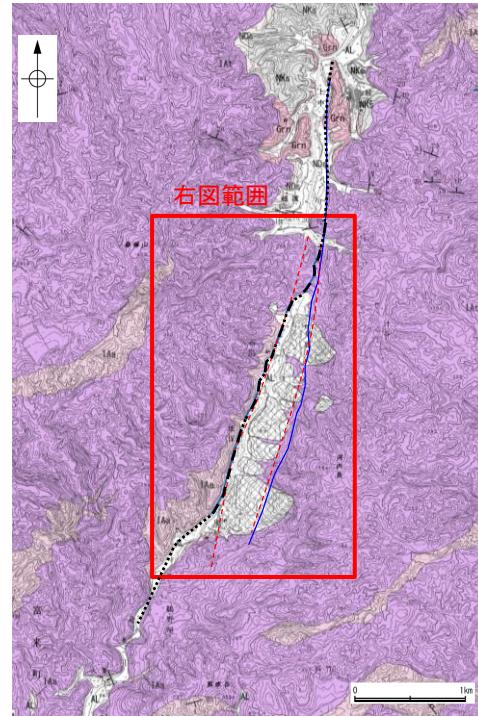
⑰深度99.41~99.44mに厚さ3.0cmの破碎部(N22E/78SE)

- ・KD-1'孔の深度99.41~99.44mに、見掛けの傾斜角50~60°の厚さ1.4~3.0cmの破碎部が認められる。厚さ1.4~3.0cmの固結した破碎部からなる。
- ・この破碎部は固結しており、破碎部の幅も小さい。

富来川断層

【地表踏査結果(富来川東岸:地すべり地形)】

○富来川東岸の切留～黒杉の地すべり内において、地表踏査を実施した結果、岩組織を残していない、集合運搬的な様相を呈する移動土塊堆積層が確認される。



地質図

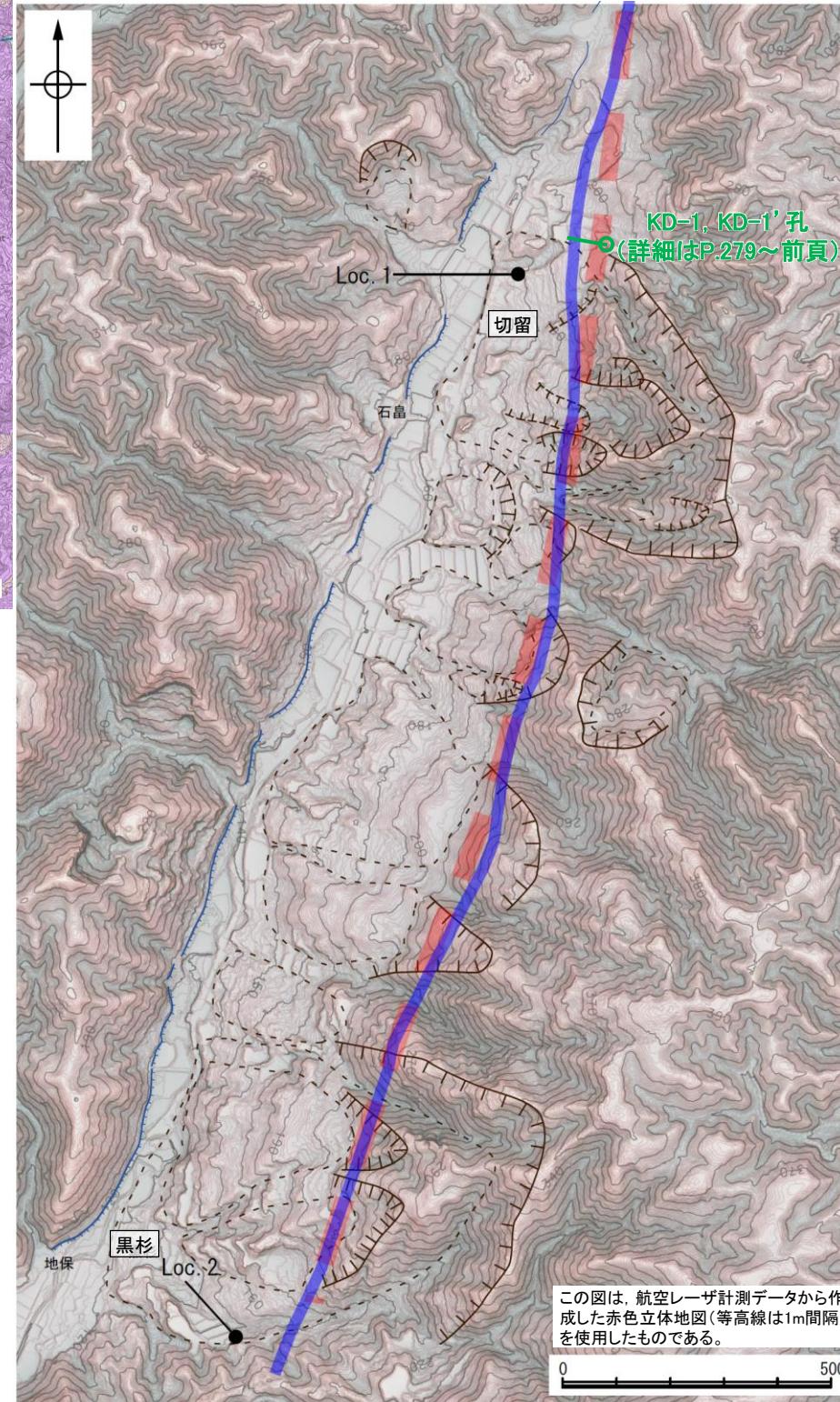
活断層研究会(1991)他
による推定活断層*

今泉ほか(2018)による
推定活断層

断層位置
推定区間
凡例

[地質]		地層・岩石名
地質時代	新場	新場の番号
完新世	AL	冲積層
第四紀		
更新世		
中新世	IHa	別所岳安山岩類 安山岩
	IAU	別所岳安山岩類 安山岩質火砕岩(凝灰角礫岩)
第三紀	NKd	ディサイト・溶結凝灰岩
	NKs	大角間層
	NDs	大福寺砂岩層
古第三紀	Grn	花崗岩・片麻岩

- [記号]
- 移動土塊
 - 地層の走向・傾斜
 - 節理の走向・傾斜
 - 地質面線
 - (リニアメント・変動地形) LD (変動地形である可能性は非常に低い)
 - ケバは低下側を示す。



地すべり地形分布図



Loc.1 砂礫混じりシルト・粘土層(2007年撮影)
含まれる礫は安山岩の亜角礫が主体である。淘汰が悪く、全体として土砂状を呈し、岩組織を残していない。また、集合運搬的な様相を呈する。
したがって、この層は移動土塊堆積層であり、河川成堆積物に典型的にみられる掃流状堆積物とは異なる。



Loc.2 安山岩の礫を含む粘土(2007年撮影)
丸みを帯びた礫や砂質分を多く含み土砂状となっており、岩組織を残していない。

凡例

- (リニアメント)
- LD (変動地形である可能性は非常に低い)
 - (リニアメント) のケバは低下側を示す。
- (リニアメント・変動地形)
- 日本活断層(1991)他による推定活断層*
 - 今泉ほか(2018)による推定活断層

*:活断層研究会(1991)(基図:1/200,000地形図)とほぼ同じ位置に図示し、より精度の高い、太田・国土地理院地理調査部(1997)(基図:1/50,000地形図)の断層トレース。

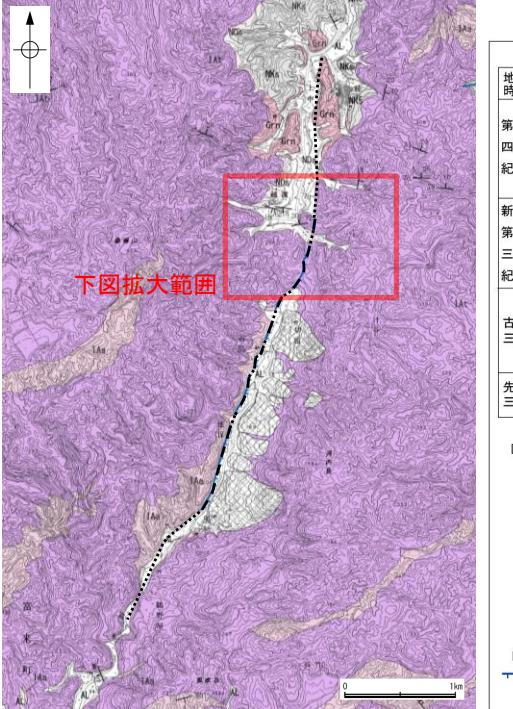
2.4.4 (5) 富来川断層の反射法地震探査

コメントNo.26の回答

○リニアメント・変動地形の北部の越渡付近において、リニアメント・変動地形を横断して反射法地震探査(富来川測線)を実施した。

○その結果、別所岳安山岩類に相当する反射面はほぼ水平であり、断層や撓曲は認められない。一方、探査測線の西側では、基盤岩及びその上位の大福寺砂岩層に相当する反射面は、緩く東側に傾斜しており、基盤岩が隆起している状況が確認される。

○なお、探査測線の東側では、基盤岩の隆起を示唆するような反射パターンは読み取れない。



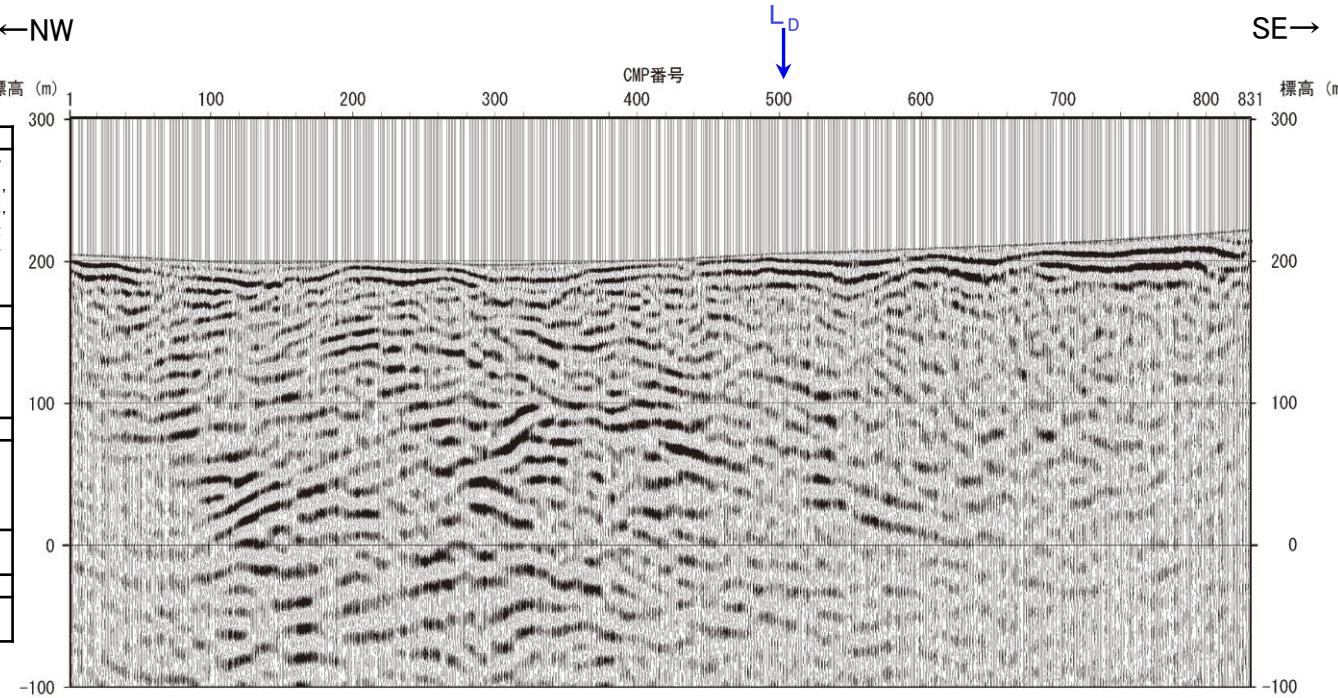
凡 例	
地質	地層・岩 石 名
地質時代 第四紀	AL 沖積層
新第三紀	Ia 別所岳安山岩類 安山岩
岩相階	Iat 別所岳安山岩類 安山岩質火砕岩(凝灰角礫岩)
古第三紀	NKd ディサイト・溶結凝灰岩
楠原階	NKs 大角間層
	NDs 大福寺砂岩層
先第三紀	Grs 岩島岩・片麻岩

[記号]	
移動土塊	
地層の走向・傾斜	20° 43°
節理の走向・傾斜	20° 43°
地質断面線	A-A'

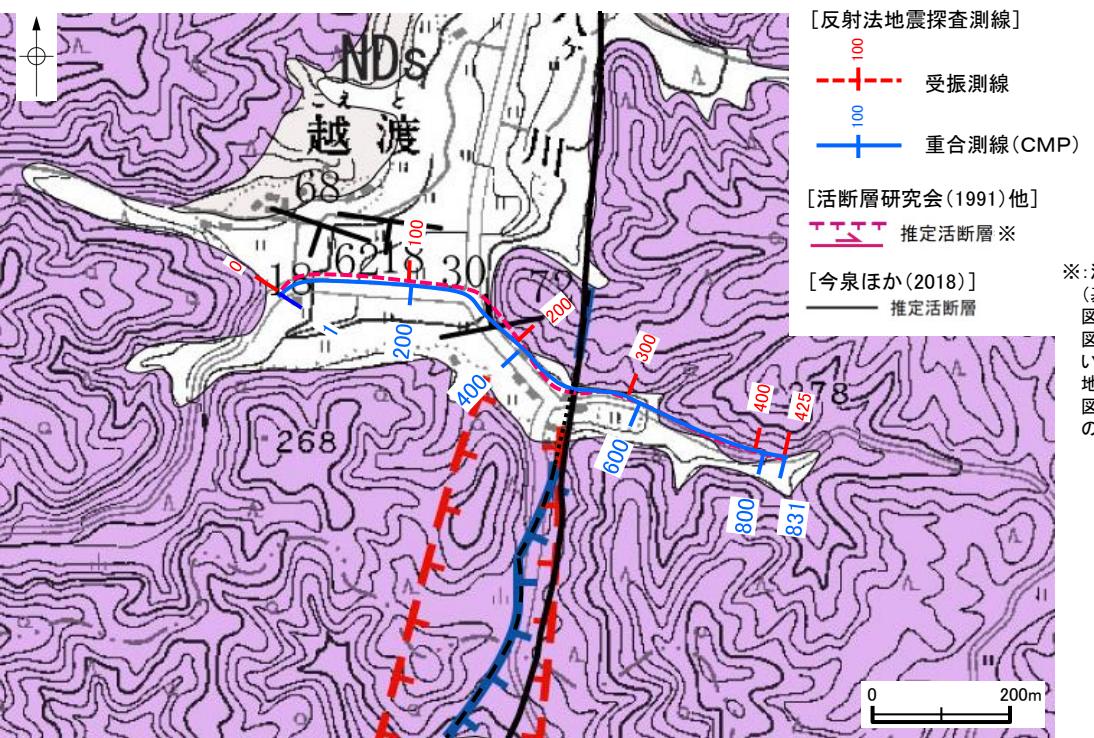
[リニアメント・変動地形]	
Ld (変動地形である可能性は非常に低い)	ケバは低下部を示す。

地質図

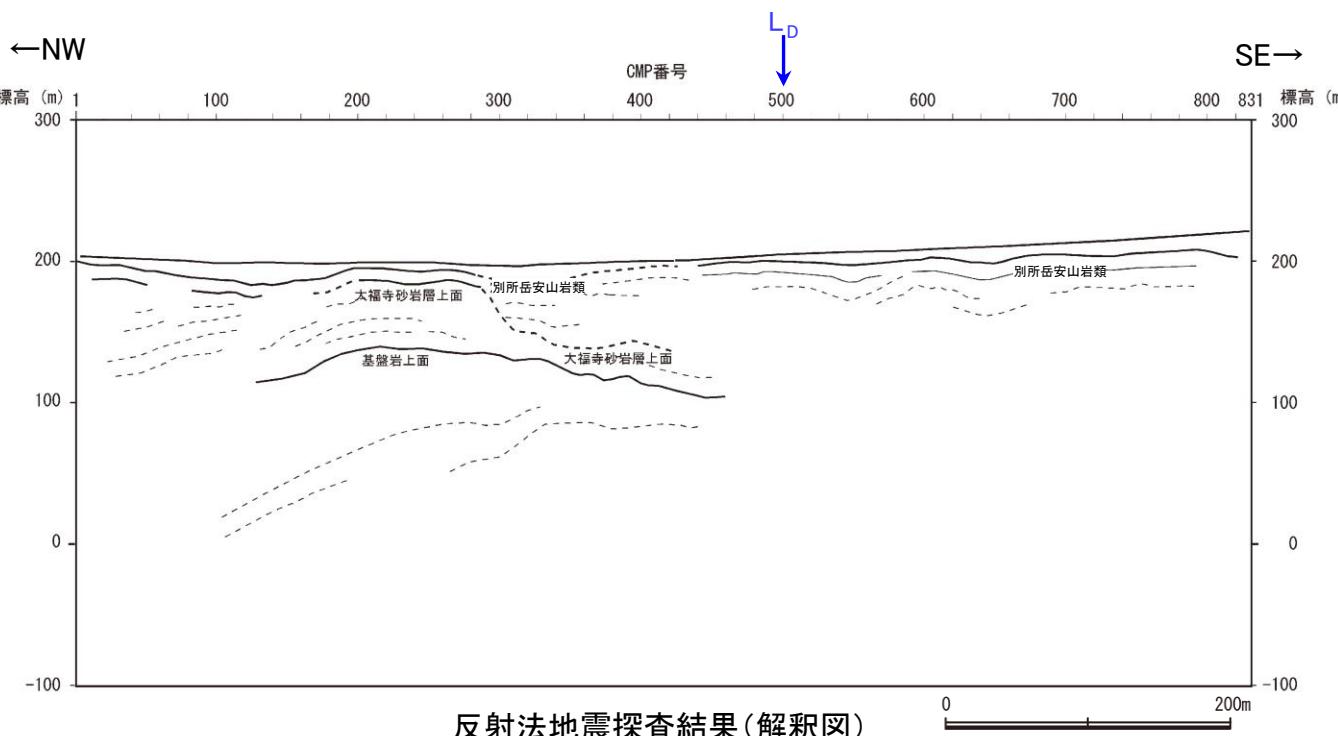
断層位置
推定区間



反射法地震探査結果(深度断面)



調査位置図

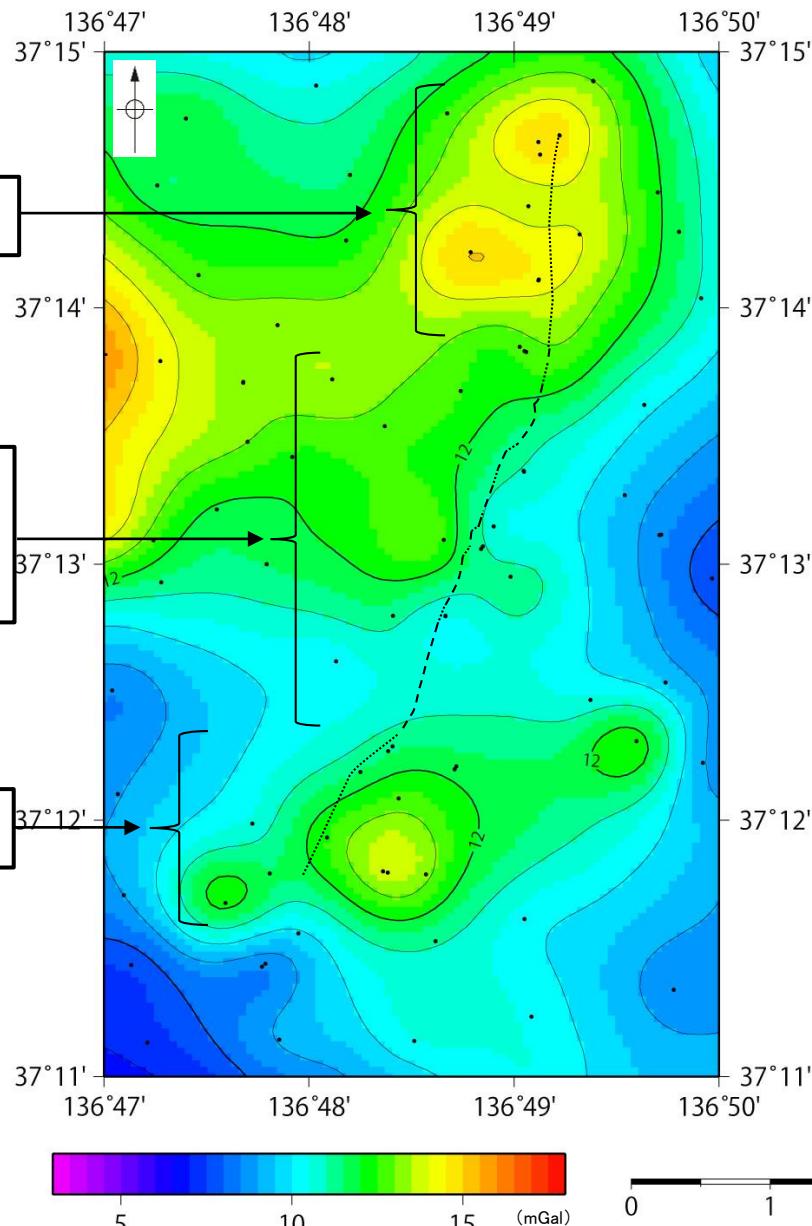


反射法地震探査結果(解釈図)

2.4.4 (6) 富来川断層周辺の重力異常

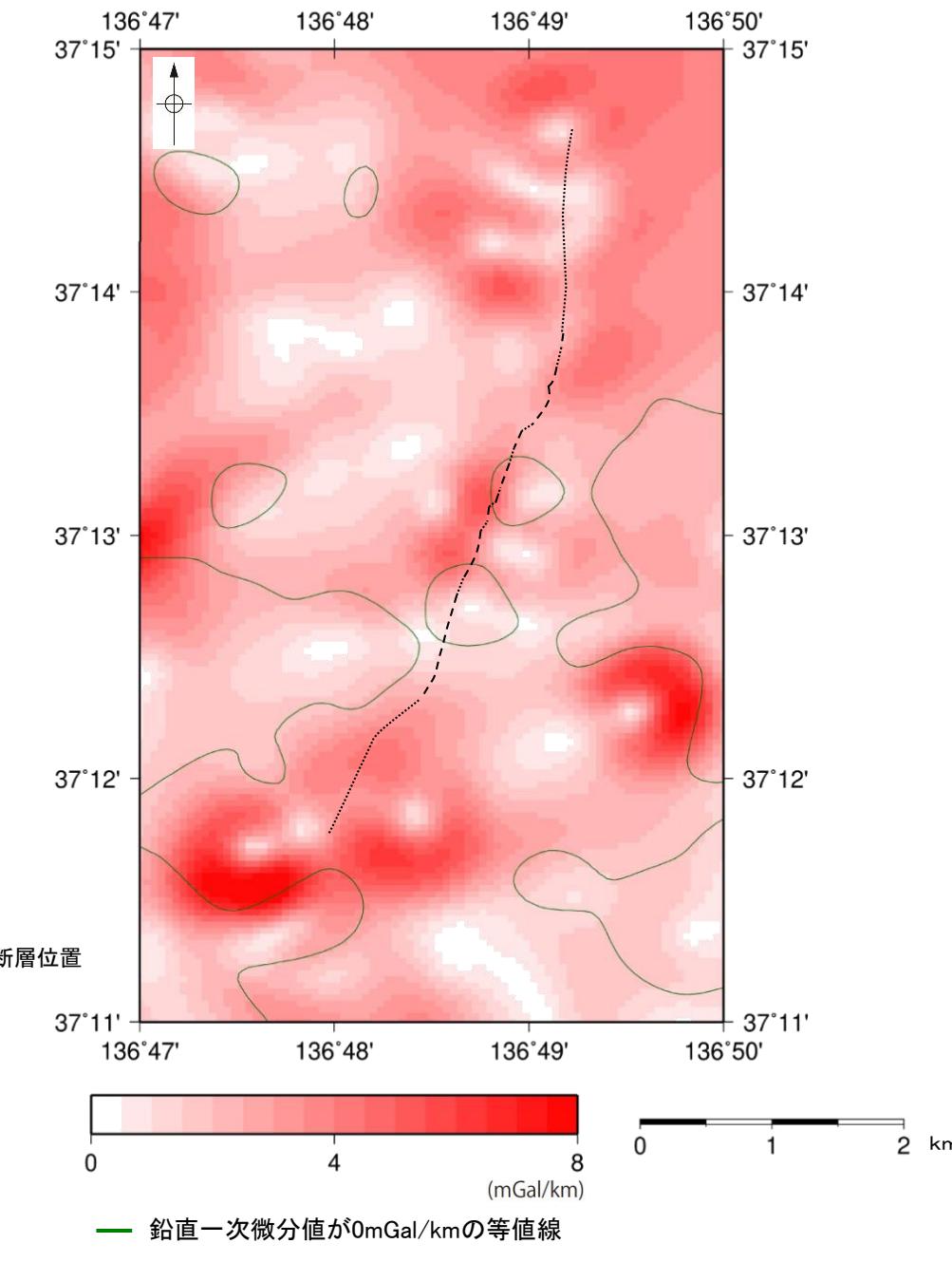
コメントNo.26の回答

- 富来川断層の深部構造を確認するため、ブーゲー異常図、水平一次微分図を作成した。
- 富来川断層に対応するリニアメント・変動地形沿いに西側の重力異常値が東側より相対的に高くなる傾向が認められる。
- 一方、富来川断層の北部及び南部の推定区間では、高重力域が富来川断層を横断するように分布する。



右図は、陸域は本多ほか(2012)、国土地理院(2006)、The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001), Yamamoto et al. (2011), Hiramatsu et al. (2019)、海域は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)、石田ほか(2018)を用いて、金沢大学・当社が作成したものである。なお、ブーゲー異常図は、平面トレンド成分の除去及び遮断波長1kmのローパスフィルター処理を行っており、それを基に水平一次微分図を作成した。

富来川断層周辺のブーゲー異常図
(平面トレンド成分の除去及び遮断波長1kmのローパスフィルター処理)



富来川断層周辺の水平一次微分図

2.4.4 (7) 富来川断層の活動性

令和6年能登半島地震の知見の反映

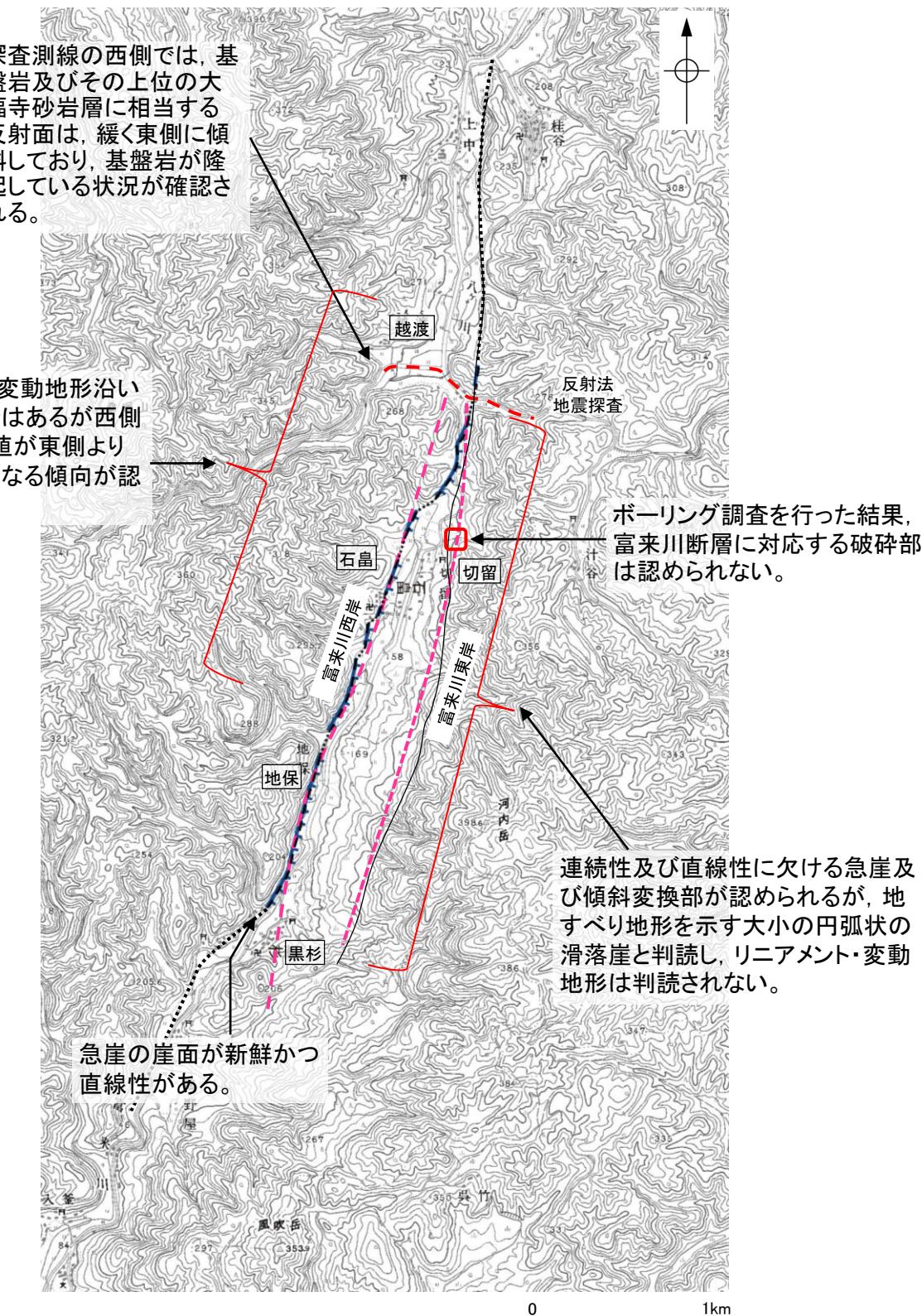
青下線は令和6年能登半島地震の知見を踏まえ、追加した箇所

■富来川西岸の断層

- 地形調査の結果、直線的な急崖、丘陵内の直線状の谷及び鞍部からなるDランクのリニアメント・変動地形が判読され、判読した急崖については、崖面が比較的新鮮で、直線性が認められる(P.263)。
- 反射法地震探査及び重力探査の結果を踏まえると、リニアメント・変動地形として判読した急崖下には古い構造を反映した西側隆起の断層が伏在する可能性が考えられる。
 - ・リニアメント・変動地形を横断して実施した反射法地震探査の結果、別所岳安山岩類に相当する反射面はほぼ水平であり、断層や撓曲は認められない。一方、探査測線の西側では、基盤岩及びその上位の大福寺砂岩層に相当する反射面は、緩く東側に傾斜しており、基盤岩が隆起している状況が確認される(P.276)。
 - ・重力探査の結果、リニアメント・変動地形沿いに西側の重力異常値が東側より相対的に高くなる傾向が認められる(P.277)。
- 以上より、富来川西岸に分布する富来川断層について、リニアメント・変動地形として判読した急崖の崖面が新鮮かつ直線性があること、急崖下には古い構造を反映した西側隆起の断層が伏在する可能性が考えられることを踏まえ、後期更新世以降の活動が否定できないものと評価した。
- なお、令和6年能登半島地震に伴い、富来川断層が活動したとする文献はない。また、令和6年能登半島地震における当社調査結果から、富来川断層は令和6年能登半島地震の際に震源断層として活動していない(P.279~287)。

■富来川東岸の断層

- 活断層研究会(1991)や今泉ほか(2018)で図示された推定活断層の付近では、連続性及び直線性に欠ける急崖及び傾斜変換部が認められるが、地すべり地形を示す大小の円弧状の滑落崖と判読され、リニアメント・変動地形は判読されない(P.263, 264)。
- 活断層研究会(1991)や今泉ほか(2018)が断層を図示した位置においてボーリング調査を行った結果、富来川断層に対応する破碎部は認められない(P.268~274)。
- 地質調査の結果、地すべり内では、岩組織を残していない移動土塊堆積層が確認される(P.275)。
- 以上より、富来川東岸には、文献で示された推定活断層に対応する断層は認められないと判断した。



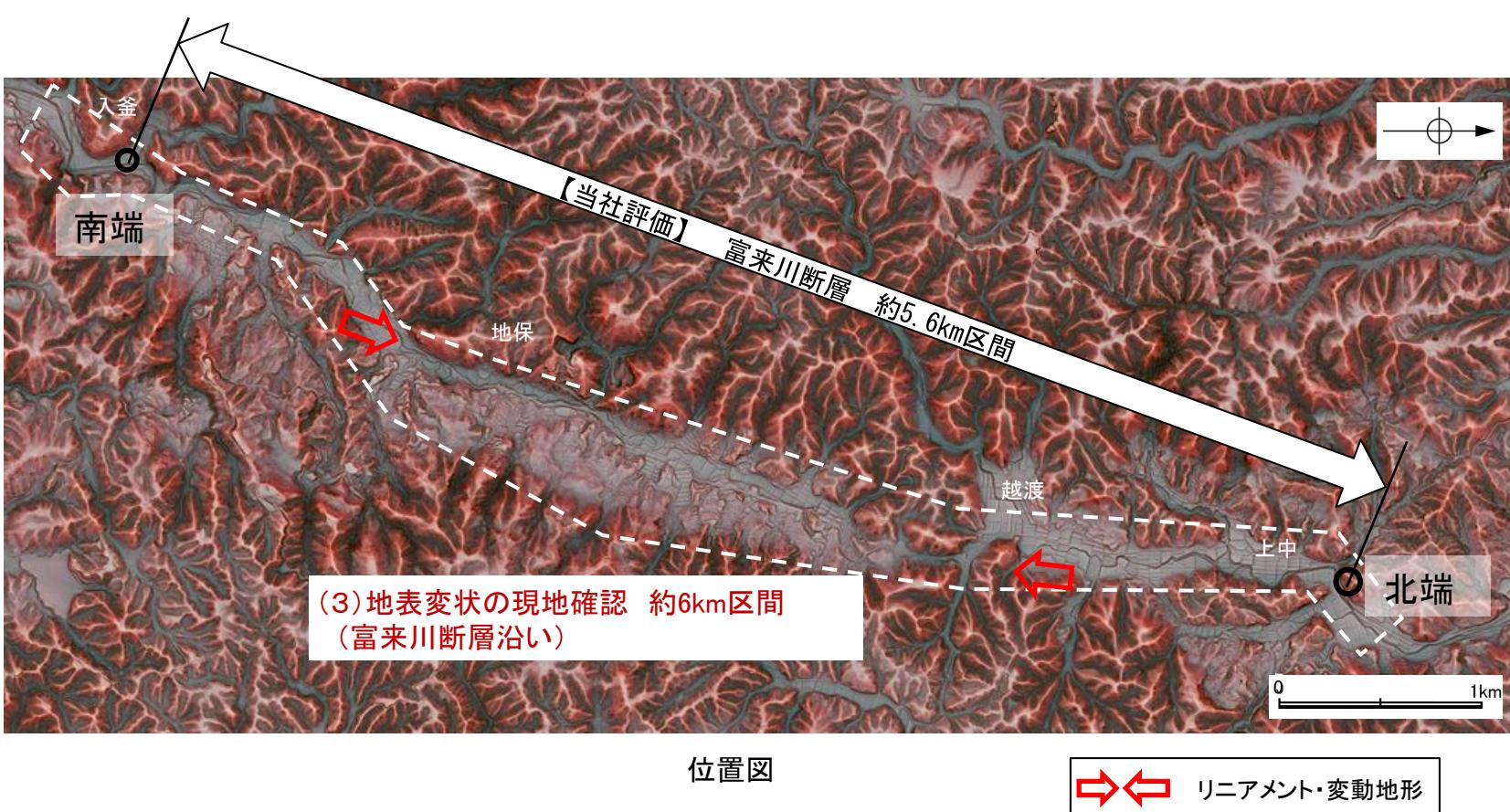
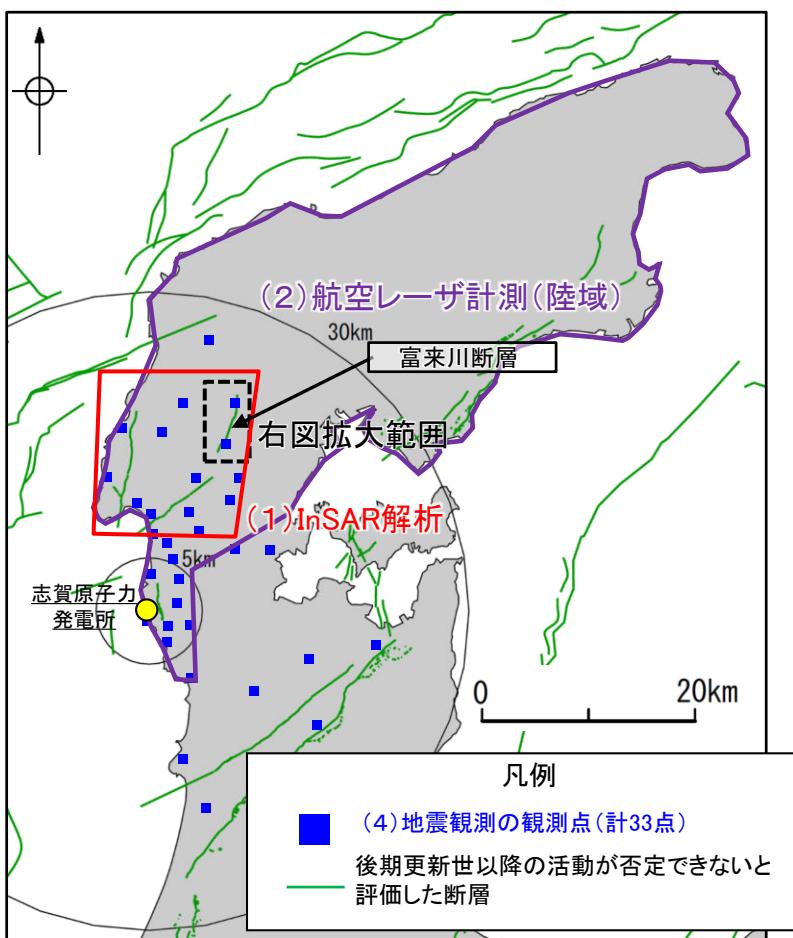
2.4.4 (7) 富来川断層の活動性 ー令和6年能登半島地震における当社調査ー

令和6年能登半島地震の知見の反映

○富来川断層が令和6年能登半島地震の震源断層の活動に伴い、震源断層として活動したか否かについて確認するために、以下の調査を実施した。

調査の内容			
調査位置	調査目的	調査項目	調査結果
富来川断層周辺陸域の地表面	富来川断層周辺の陸域において、地震による上下方向の変位の発生状況について、広域的かつ面的に確認する。	(1) InSAR解析【地震前後】 (2) 航空レーザ計測(陸域)【地震前後】	富来川断層を挟んで系統的に西側が隆起する傾向は認められない(A)。
	富来川断層周辺の陸域において、地震により出現した地表変状の状況について確認する。	(3) 地表変状の現地確認	富来川断層周辺に地表変状が多く認められるが、これらの地点の変状は主に谷側落ちであること、局所的で連続性に乏しいことから、これらは重力性の変状と判断した(B)。
富来川断層周辺の地下深部	富来川断層の地下深部において、余震分布の面的な配列が見られるか確認する(令和6年能登半島地震の活動により富来川断層も震源断層として地下深部が活動したかどうか)。	(4) 地震観測	富来川断層の地下深部における断层面の想定位置付近に震源断層としての活動を示唆する連続的かつ明瞭な震源分布の配列は認められない(C)。

○調査の結果、富来川断層を挟んで系統的に西側が隆起する傾向は認められず(A)、富来川断層周辺に認められる地表変状は重力性の変状であること(B)、地下深部における断层面の想定位置付近に震源断層としての活動を示唆する震源分布の配列は認められること(C)から、富来川断層は令和6年能登半島地震の際に震源断層として活動していないと評価した。



調査位置図(全体図)

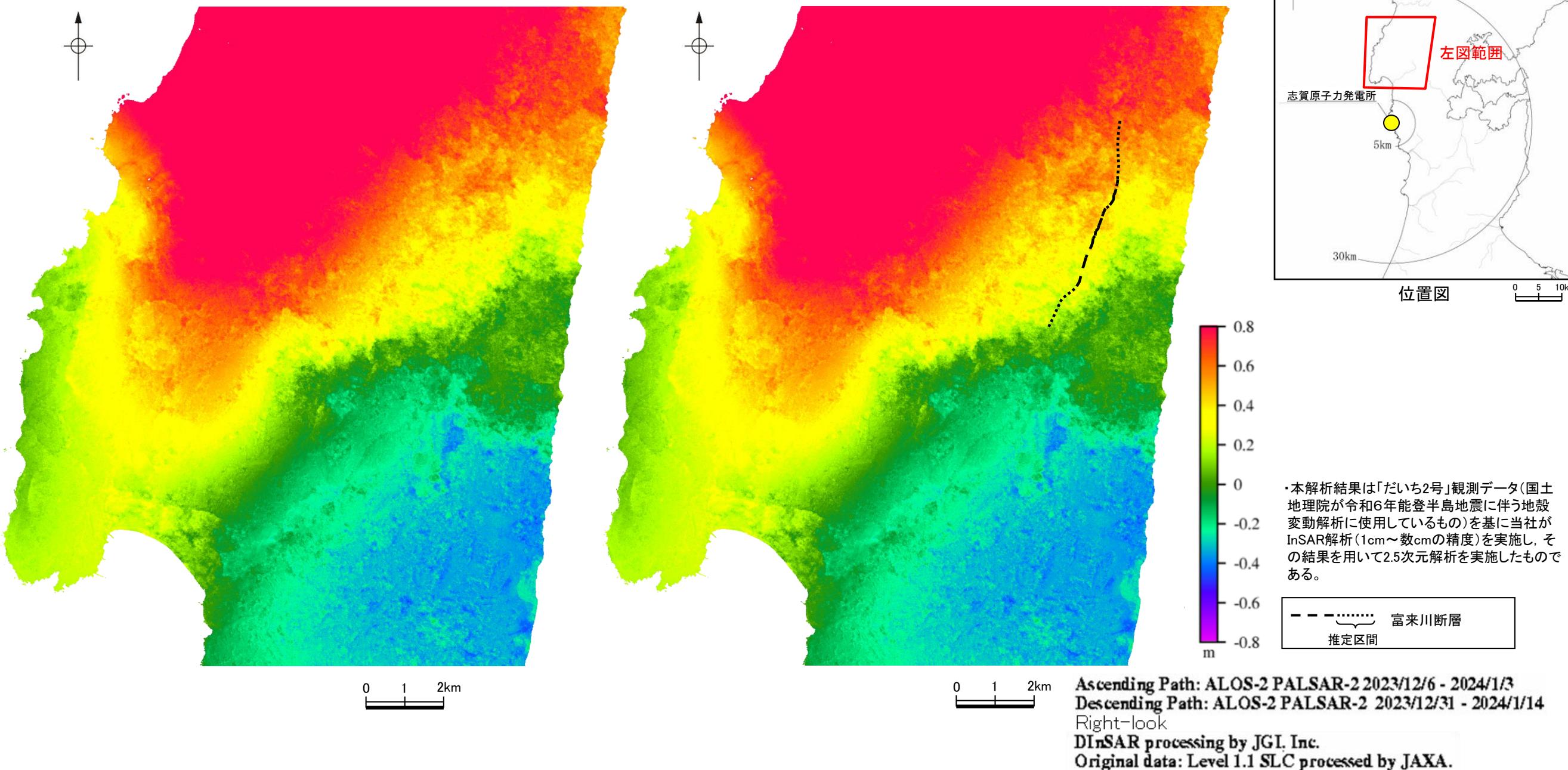
2.4.4 (7) 富来川断層の活動性 —InSAR解析—

令和6年能登半島地震の知見の反映

- 富来川断層周辺の陸域において、令和6年能登半島地震による上下方向の変位の発生状況について、広域的かつ面的に確認するため、InSAR解析(2.5次元解析)を実施した。
- その結果、富来川断層の西方で隆起が認められるが、能登半島北岸断層帯の猿山沖区間西部周辺の広域的な隆起(P.284)の南東側にあたり、富来川断層を挟んで系統的に西側が隆起する傾向は認められない。

・局地変位がよく観察できるように、広域変位成分(SAR解析データ(長周期波)から作成した変位分布)を除外した結果は次頁。

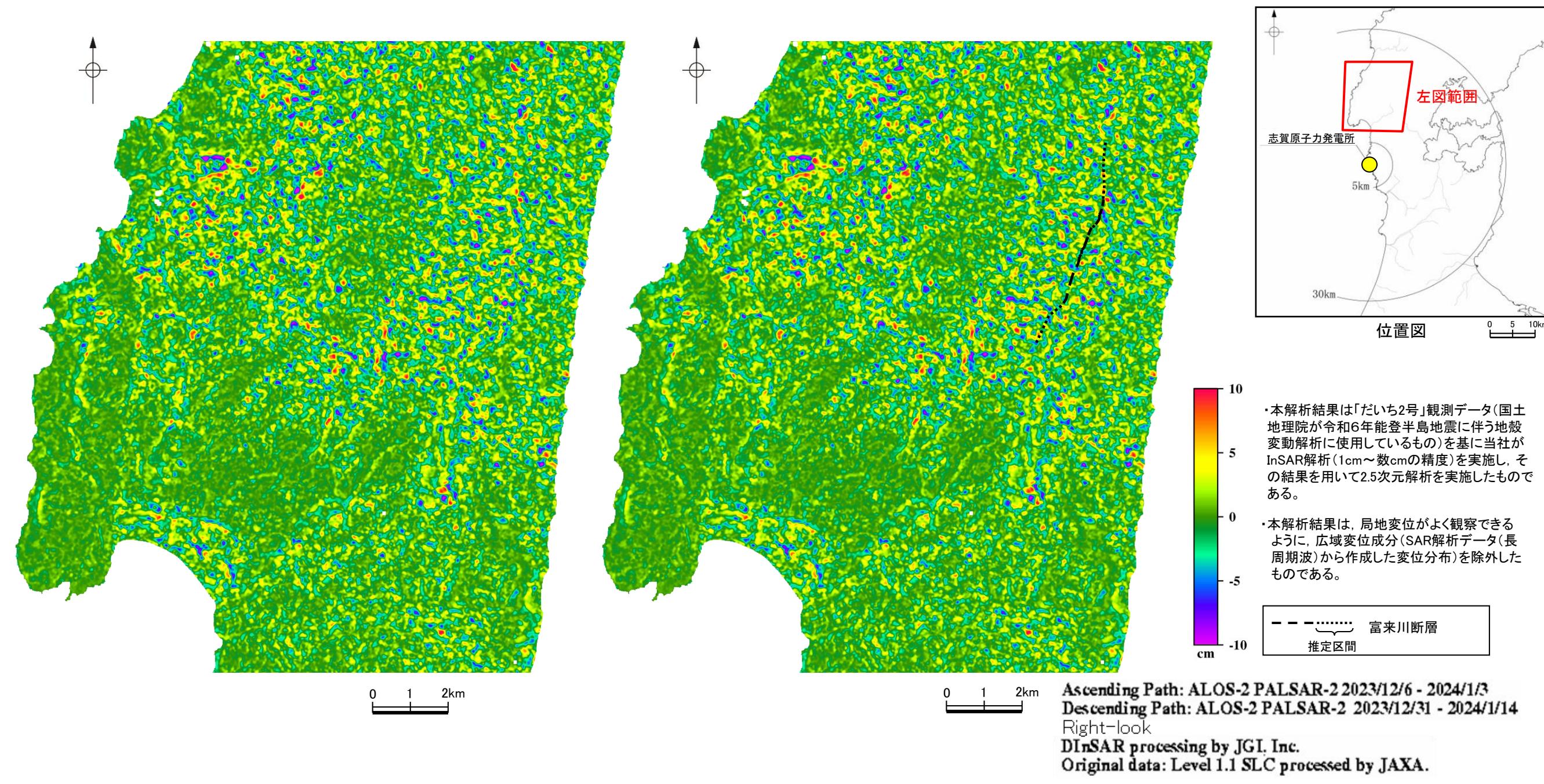
・InSAR解析(2.5次元解析)に用いたSAR干渉画像はP.282, 283。



富来川断層

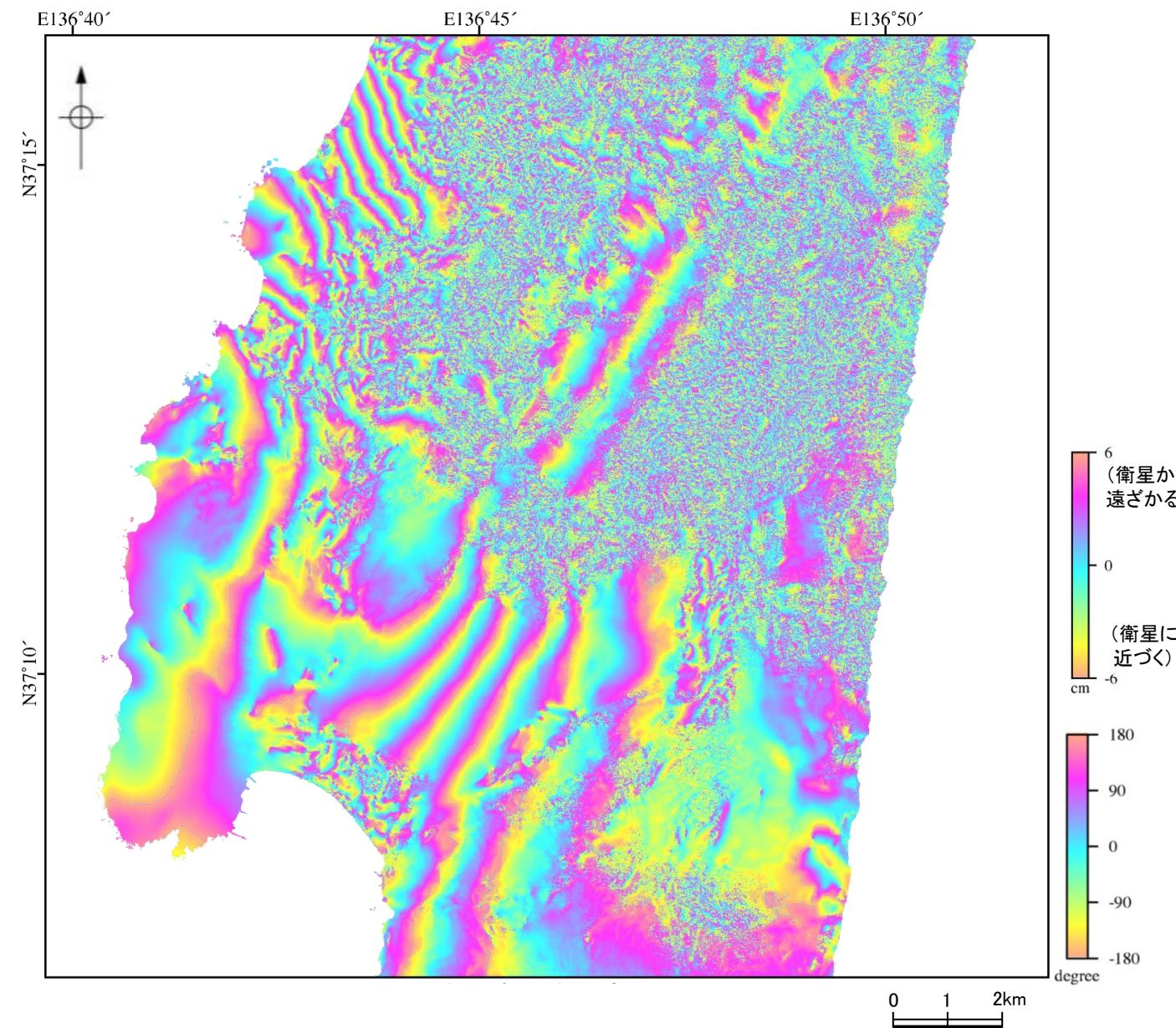
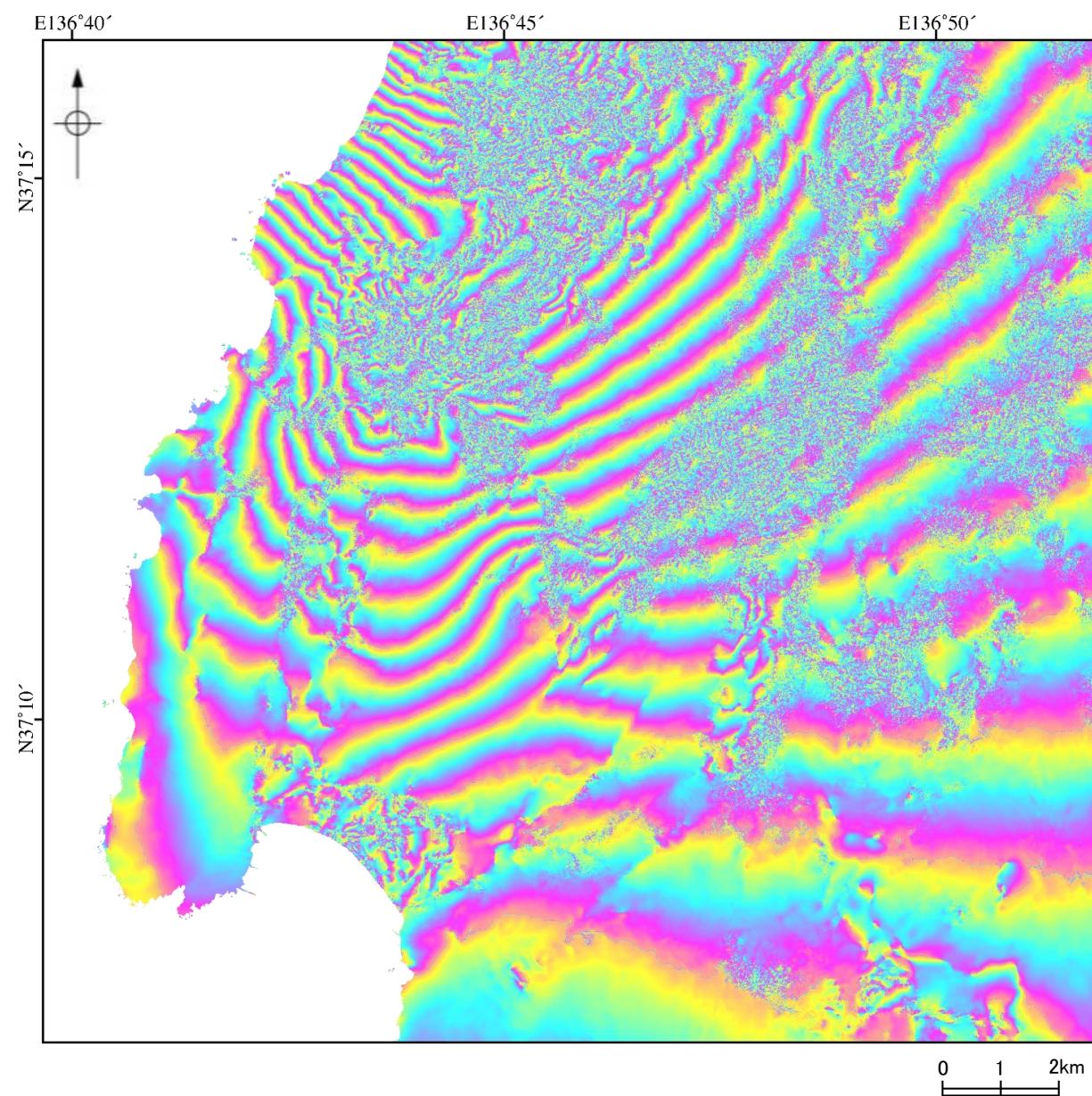
【広域変位成分を除外した図】

- 令和6年能登半島地震後の状況確認で示した敷地内断層及び敷地近傍断層(福浦断層等)のInSAR解析(第1289回審査会合 資料2 P.52, 79)と同様、局地変位をよく観察できるように、広域変位成分を除外したInSAR解析(2.5次元解析)結果を下図に示す。
- その結果、前頁と同様、富来川断層を挟んで系統的に西側が隆起する傾向は認められない。



富来川断層

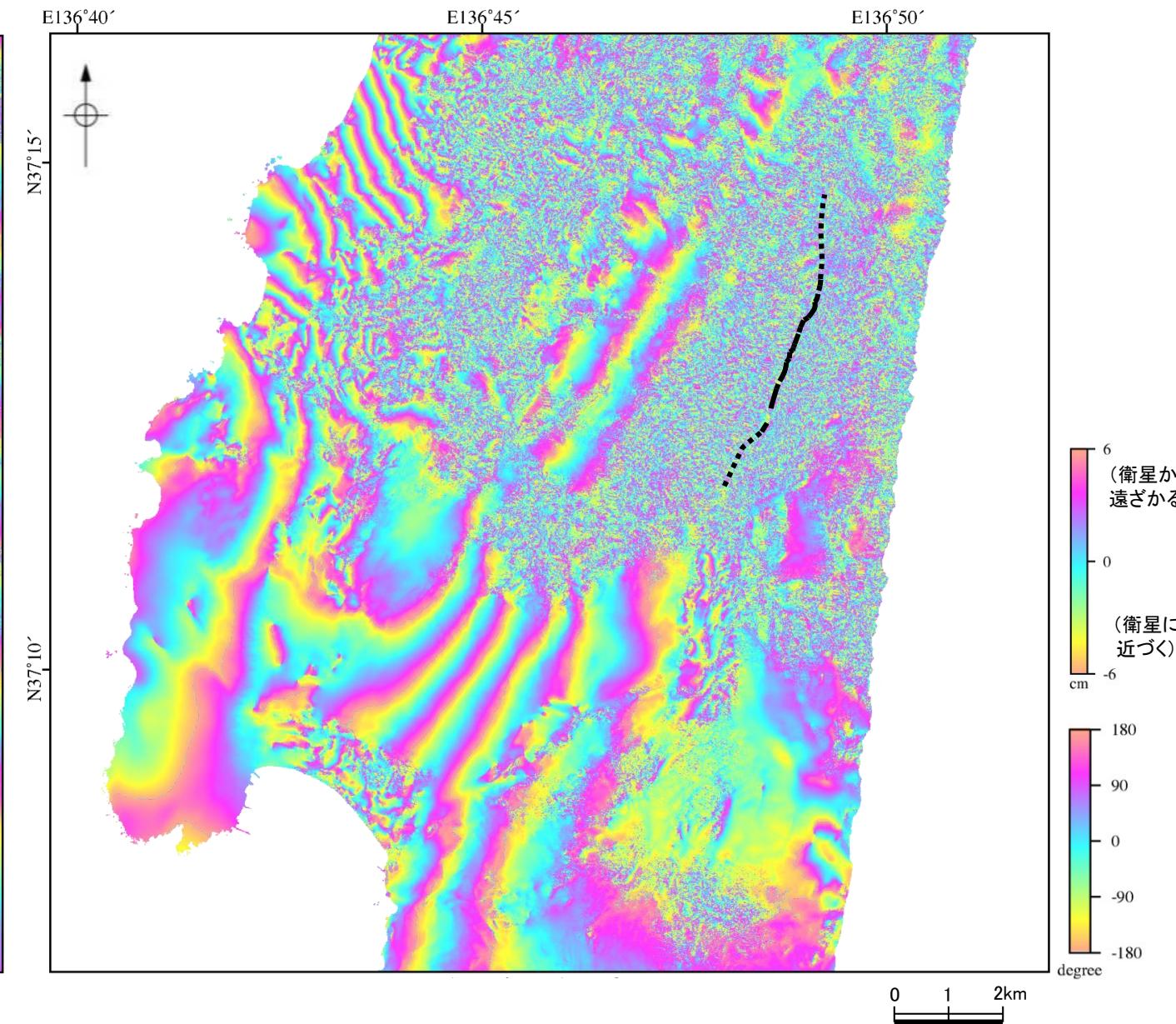
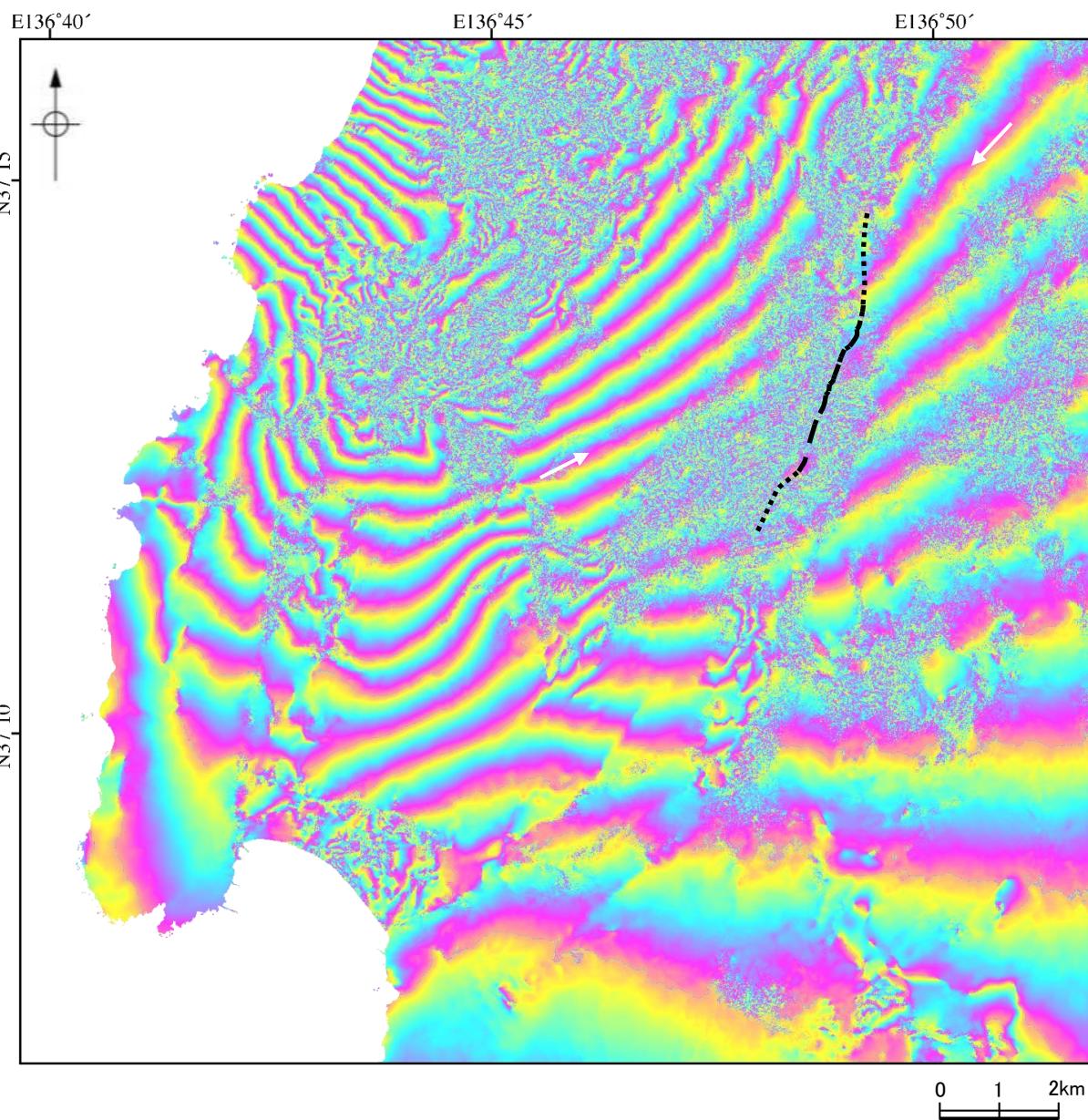
【SAR干渉画像】



富来川断層周辺のSAR干渉画像
(断層等加筆なし、左:北行軌道・右:南行軌道)

富来川断層

【SAR干渉画像(断層等加筆)】



富来川断層周辺のSAR干渉画像
(断層等加筆あり、左:北行軌道・右:南行軌道)

----- 富来川断層
推定区間

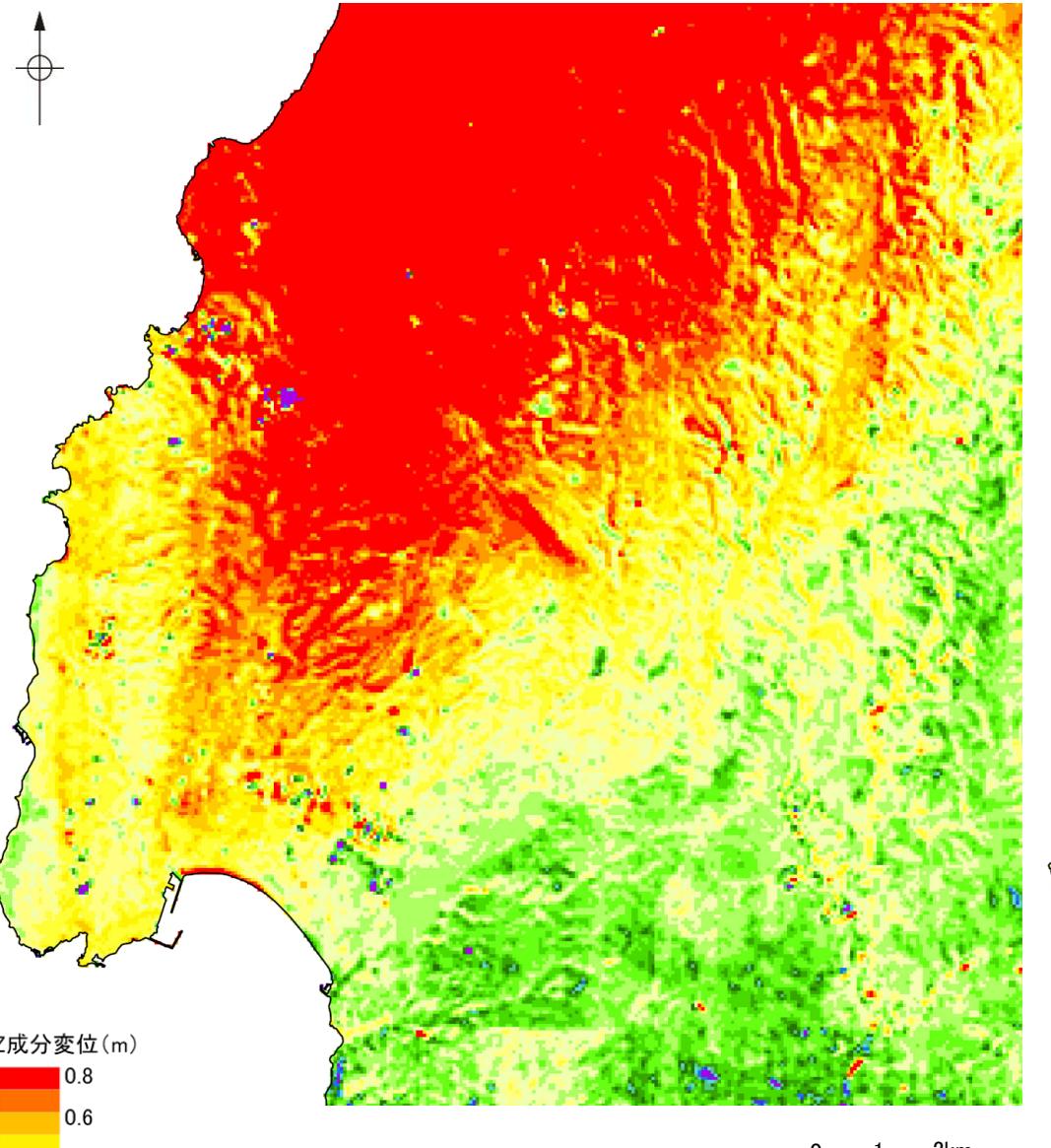
富来川断層周辺は、地震前後の変動の影響により2時期の干渉性が悪い部分が認められるものの、北行軌道のSAR干渉画像(左図)では、富来川断層を横断して干渉縞が不明瞭ながら連続している(白矢印)ことから、富来川断層を挟んで西側が系統的に隆起する傾向は認められない。

2.4.4 (7) 富来川断層の活動性 一航空レーザ計測(陸域)一

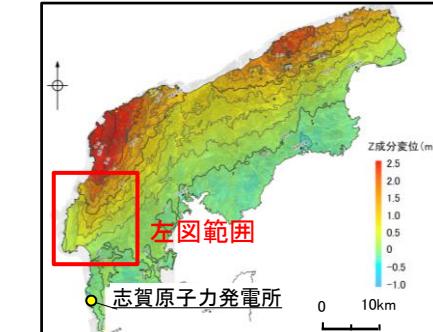
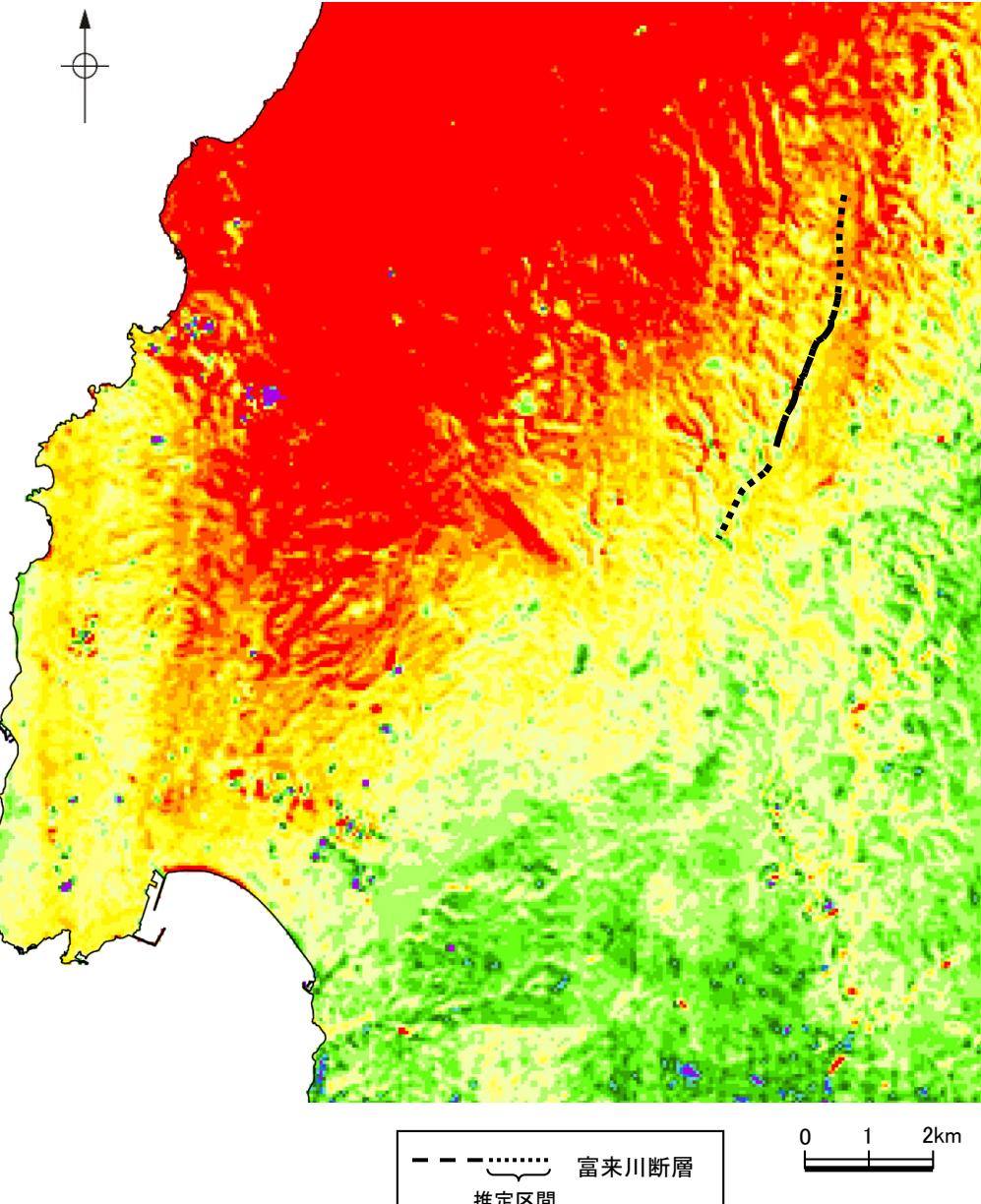
令和6年能登半島地震の知見の反映

- 富来川断層周辺の陸域において、地震による上下方向の変位の発生状況について、広域的かつ面的に確認するため、航空レーザ計測(陸域)により1mDEM※を取得し、CCICP手法(高山ほか、2021)により地震時の隆起量を確認した。
- その結果、富来川断層の西方で隆起が認められるが、能登半島北岸断層帯の猿山沖区間西部周辺の広域的な隆起の南東側にあたり、富来川断層を挟んで系統的に西側が隆起する傾向は認められない。

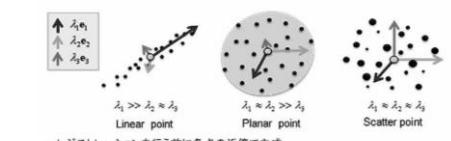
※: 1mDEMの標高値の誤差は0.1m未満。



富来川断層周辺のDEM差分図(50mメッシュ, 左: 加筆なし・右: 断層加筆)
(上下方向, 広域変位成分除外なし, 左: 加筆なし・右: 断層加筆)
【2024年-2007年】



左図は、点群の位置合わせ手法として実績のあるICP手法を利用したCCICP手法(高山ほか、2021)により、2時期の点群間の3次元的な移動量を求めてこと、2時期間(地震前: 2007年、地震後: 2024年)の変動量を算出し、50mメッシュで作図したもの。



レジストレーションを行う前に各点の近傍で主成分分析を行い、線・面・その他に分類
主成分分析の結果同じ分類になった点同士のペアのみをICP用に採用

(b) CCICP (Classification and Combined ICP)

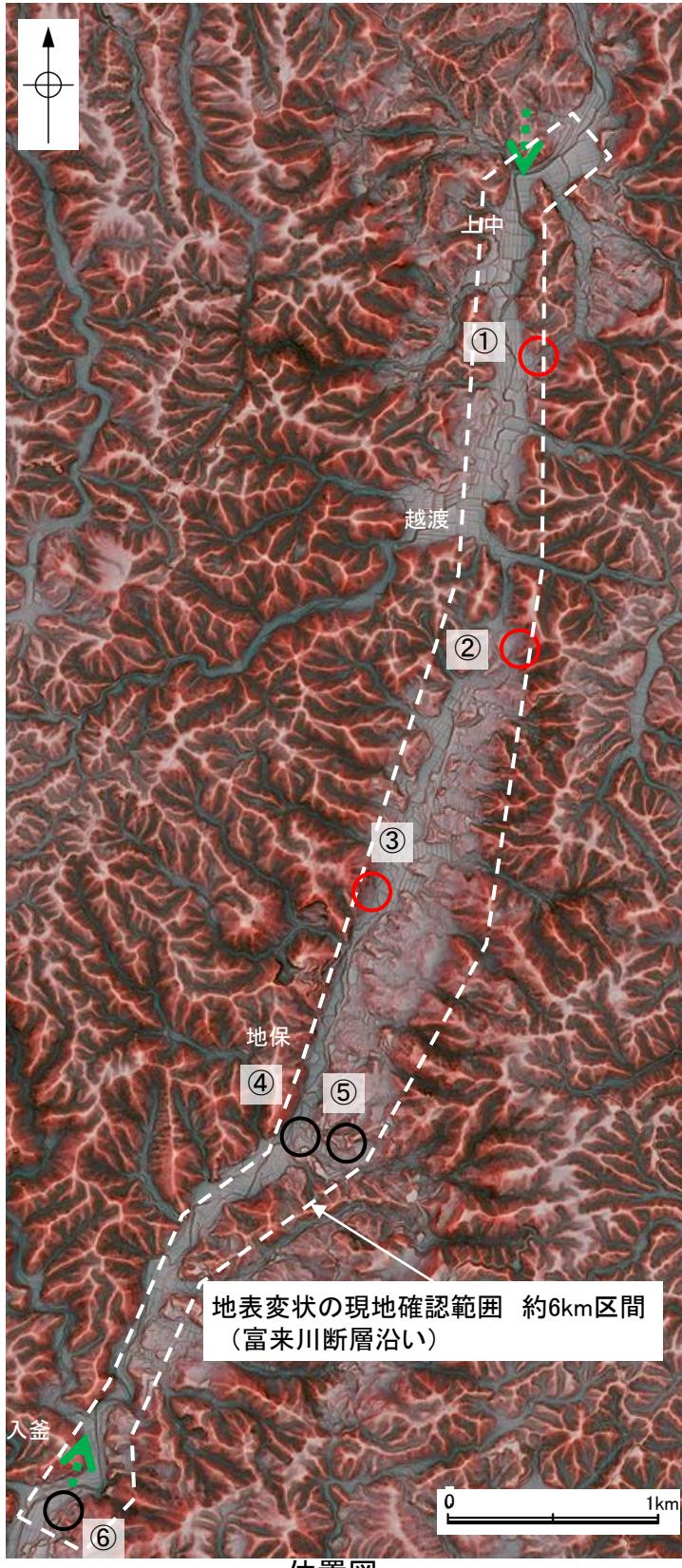
ICP手法(a)とCCICP手法(b)の概念図(高山ほか、2021)

項目	計測諸元	
	2007年	2024年
平均対地高度	約1,200m	1,933～2,500m
対地速度	65m/sec	70m/sec
レーザ照射頻度	70kHz	540kHz
飛行コース間の距離	約385m	約758m
飛行コース間の計測幅の重複割合	35%	50%
計測密度	4点/m ²	5.4点/m ²

2.4.4 (7) 富来川断層の活動性 －地表変状の現地確認－

令和6年能登半島地震の知見の反映

- 富来川断層沿いにおいて地表変状の有無を確認するため、現地確認を実施した。
- その結果、富来川断層周辺に地表変状が多く認められるが、これらの地点の変状は主に谷側落ちであること、局所的に連続性に乏しいことから、これらは重力性の変状と判断される。



【富来川断層沿いの現地確認結果(地点①～③)】

・地点④～⑥は次頁。



写真 地点①(2024年3月14日撮影)
道路の盛土部分が北西側(谷側)に沈下している。また、南東側斜面の表層が崩壊している。北東方向を望む。



写真 地点②(2024年3月14日撮影)
道路の沈下や亀裂が認められる。北東方向を望む。



写真 地点③(2024年3月14日撮影)
路肩が東側(谷側)へ崩落している。南方向を望む。

富来川断層



【富来川断層沿いの現地確認結果(地点④~⑥)】



写真 地点④(2024年3月14日撮影)
富来川左岸沿いの斜面が崩壊している。北西方向を望む。



写真 地点⑤(2024年3月14日撮影)
斜面の表層が崩壊している。東方向を望む。



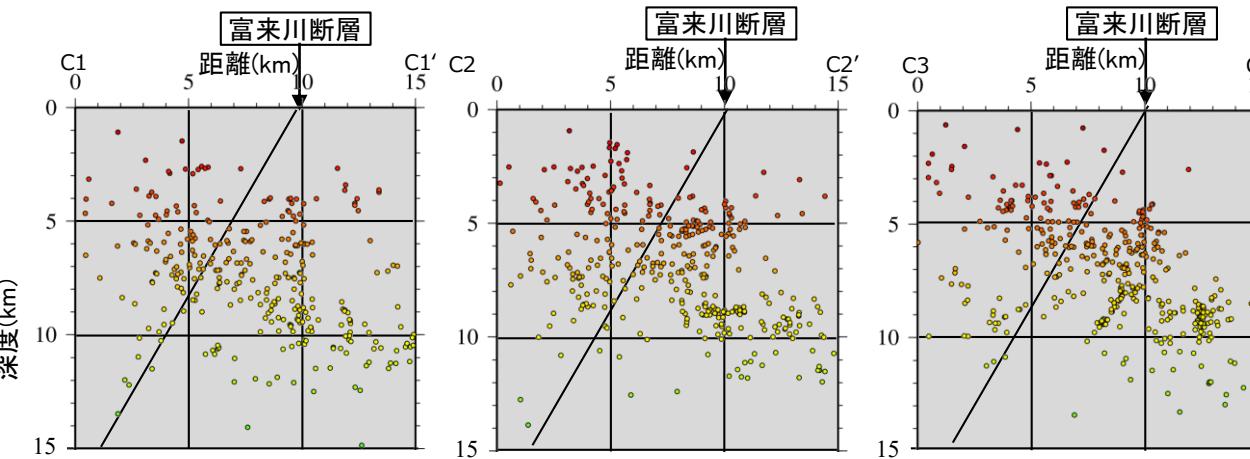
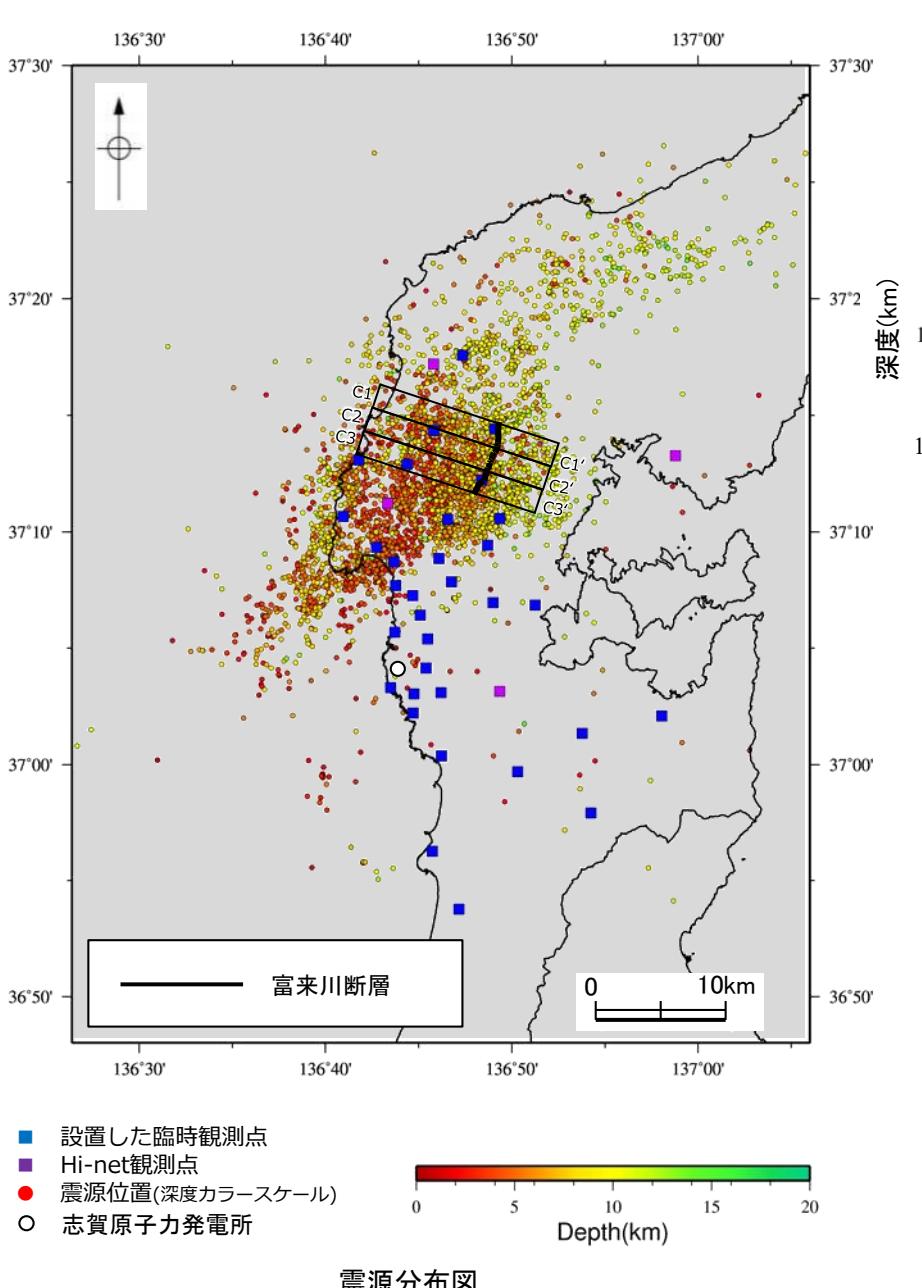
写真 地点⑥(2024年3月14日撮影)
道路に開口亀裂が認められ、路面が一部沈下している。北東方向を望む。

2.4.4 (7) 富来川断層の活動性 - 地震観測 -

令和6年能登半島地震の知見の反映

- 富来川断層の地下深部において、余震分布の面的な配列が見られるか(令和6年能登半島地震の活動により富来川断層も震源断層として地下深部が活動したかどうか)確認するため、富来川断層周辺で地震観測を実施し、得られた震源分布データと富来川断層との関係を確認した。
- その結果、富来川断層(西傾斜高角)の地下深部における断層面の想定位置付近に、震源断層としての活動を示唆する連続的かつ明瞭な震源分布の配列は認められない※1。

※1:富来川断層周辺に分布する震源に関して、高橋ほか(2024)及び藏下ほか(2025)は、定常観測点データに加え、臨時地震観測を実施した結果、西傾斜の震源分布の配列を示しているとしている(P.192)。また、定常観測点データによる検討を行っている知見でも、西傾斜の断層が認められる(P.193)。この西傾斜の断層については、Peng et al.(2025)は、本震後に活動的となった複数の二次断層が関連しているとしており、佐藤ほか(2007a)及び佐藤(2024)で示される能登半島北西部周辺に伏在する構造が関連する可能性がある(P.194)。



※2: 黒実線は富来川断層の地表の推定位置から、西傾斜高角の断層(傾斜角60°)を想定した線である。

震源分布断面図
(幅1.9kmの範囲の震源分布を投影)

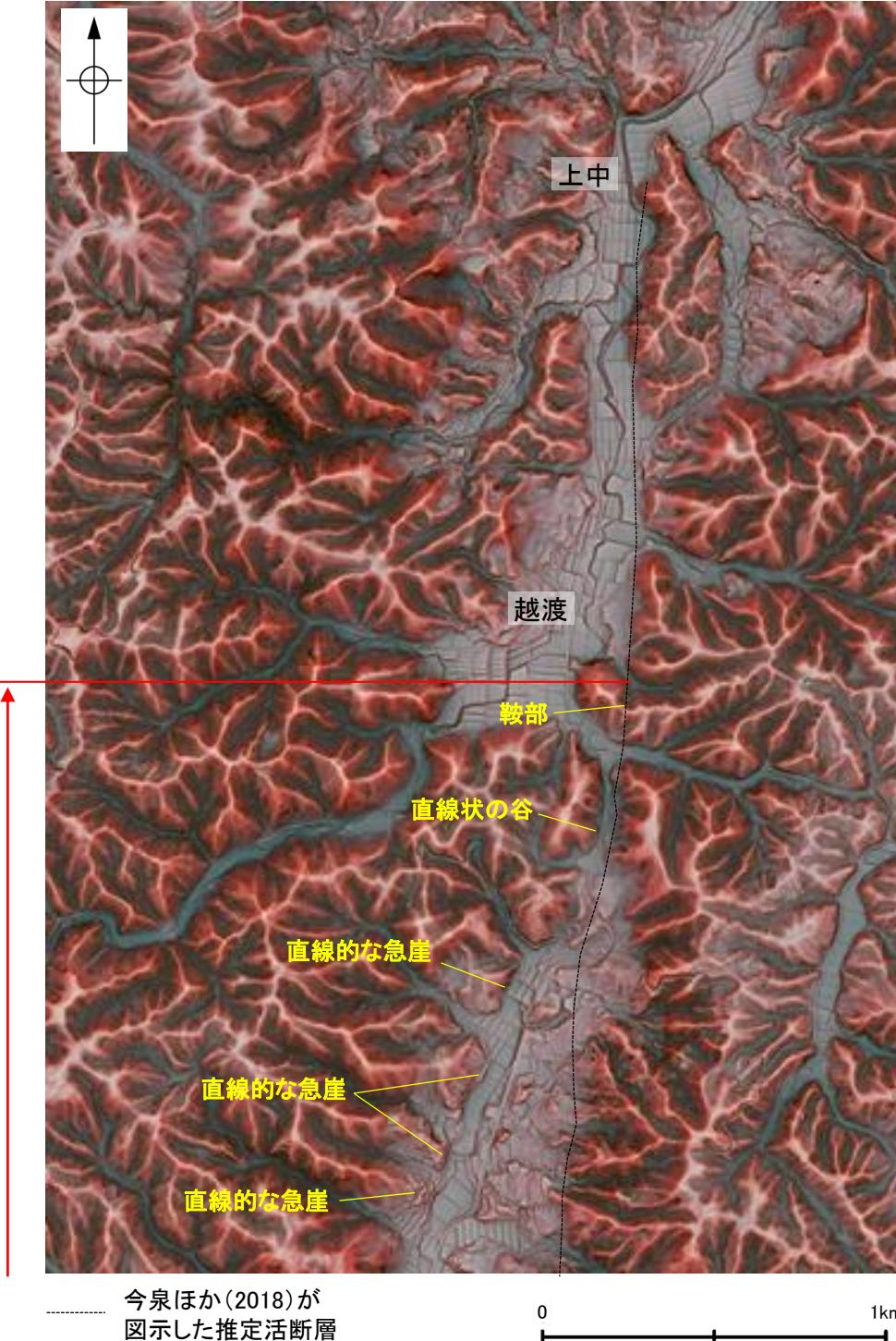
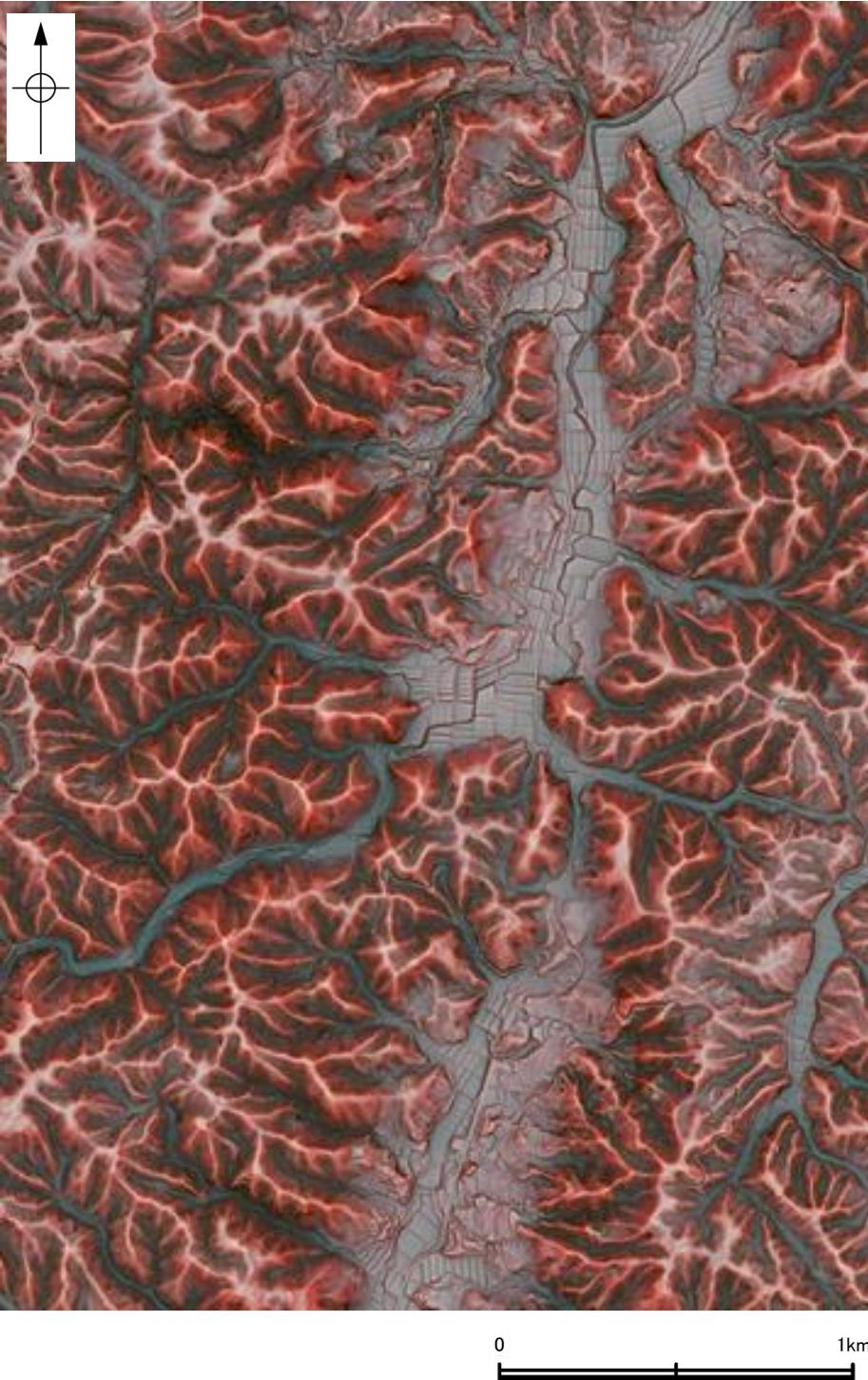
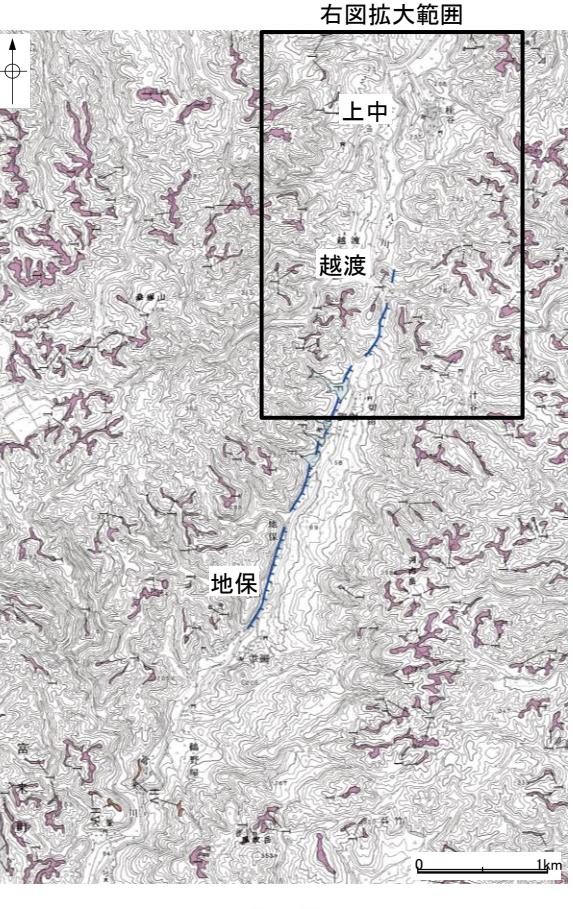
観測諸元	
観測期間	2024/3/7～2024/4/6
設置地震計	3成分速度計 Lennartz, 1Hz GS-ONE LF, 4.5Hz
データ収録装置	GSX-3 3ch GSR-1 1ch
地震計設置点数	33点
解析に加えた他機関観測点	防災科研Hi-net観測点4点 (富来, 志賀, 輪島門前, 穴水)
読み取り地震イベント数	7,808イベント
震源決定数	4,039イベント(※3)
震源決定マグニチュード	Mj -1.2 ~ 3.9

※3:震源分布は、地震の初動読み取り(読み取り4点以上)から震源決定を行った後、DD法(Double Difference Method)により震源再決定した結果を示している。

2.4.4 (8) 富来川断層の端部 —北端付近の地形調査—

コメントNo.26の回答

○越渡南東方までは、直線的な急崖等からなるリニアメント・変動地形が認められるが、その北方では連続する鞍部や直線状の谷は認められないことから、リニアメント・変動地形は判読されない。

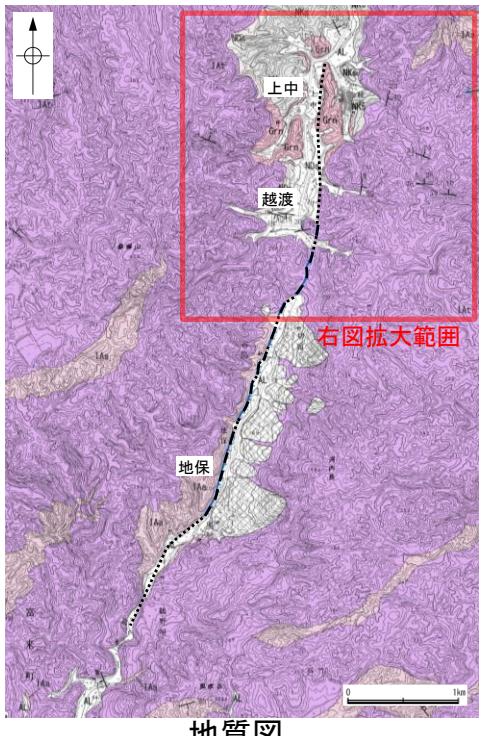


2.4.4 (8) 富来川断層の端部 —北端付近の地質調査—

コメントNo.26の回答

○地表踏査の結果、リニアメント・変動地形の北方において、富来川断層に対応する断層は認められない。

○また、穴水町上中周辺において、先第三系の花崗岩・片麻岩がハケ川谷底の両岸に分布し、断層が推定される位置を挟んで系統的な地質分布の変化は認められないことから、富来川断層に対応するような西側隆起は認められないと判断した。



凡 例

〔地質〕		地 層・岩 石 名
地質時代	敷地周辺の層序	
第四紀	完新世	AL 沖積層
	更新世	
中新第三紀	岩稲階	IAa 別所岳安山岩類 安山岩 IAt 別所岳安山岩類 安山岩質火碎岩（凝灰角礫岩）
	榆原階	NKd デイサイト・溶結凝灰岩 NKs 大角間層 NDs 大福寺砂岩層
	古第三紀	Gra 花崗岩・片麻岩

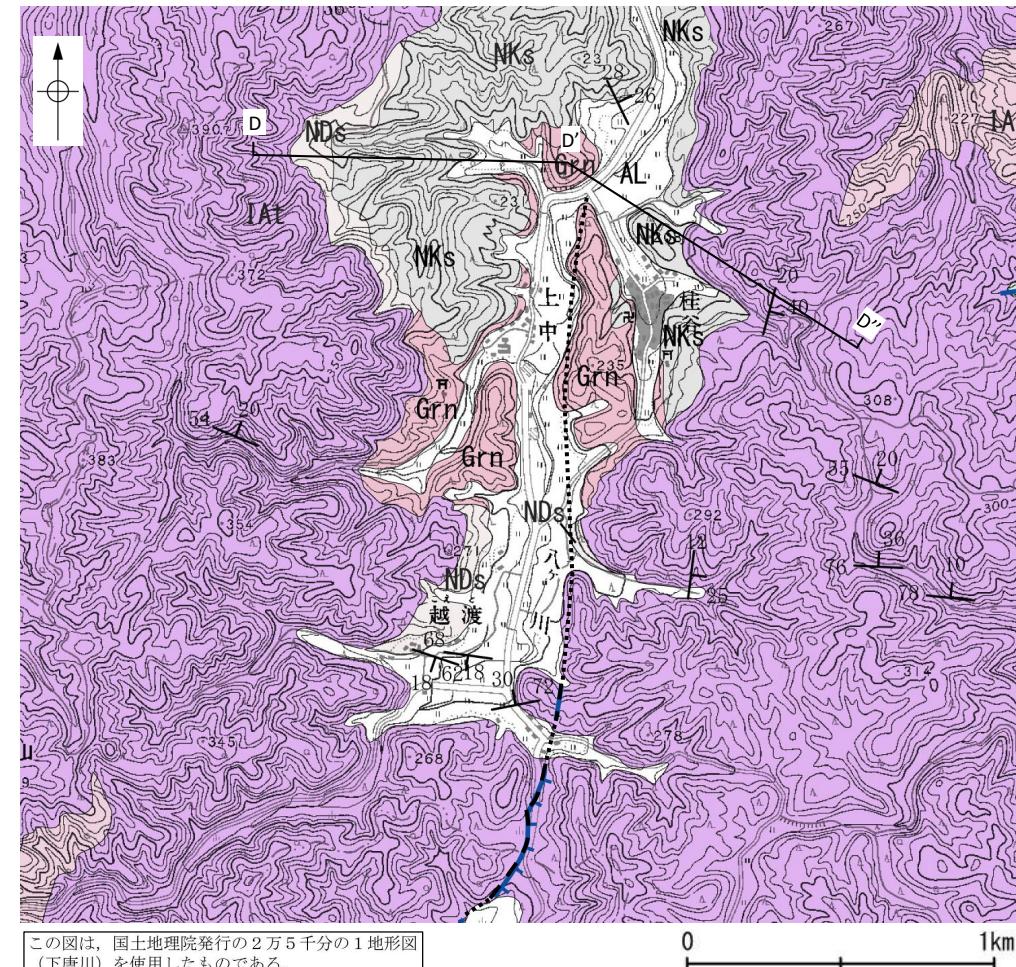
〔記号〕

- 移動土塊
- 地層の走向・傾斜
- 節理の走向・傾斜
- A-A' 地質断面線

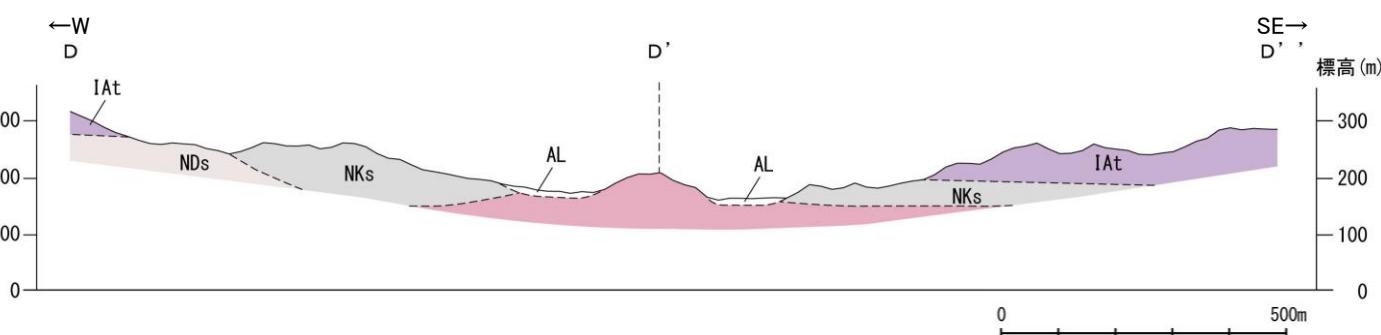
〔リニアメント・変動地形〕

- LD (変動地形である可能性は非常に低い)
- ← ケバは低下側を示す。

断層位置
推定区間



地質図

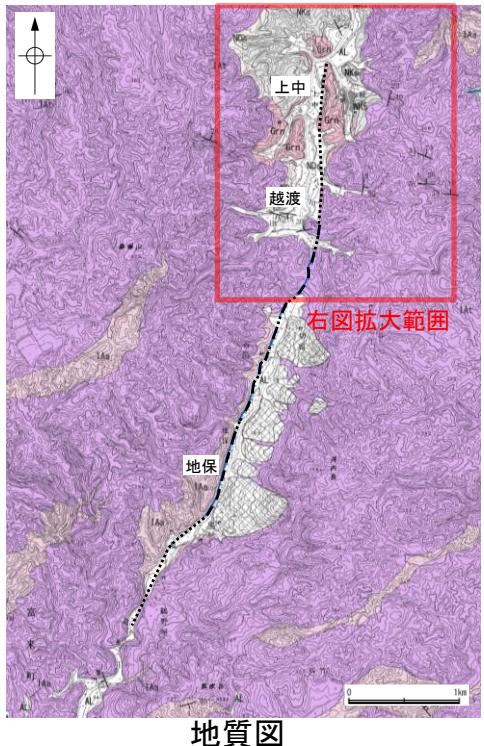


地質断面図

2.4.4 (8) 富来川断層の端部 —北端付近の反射法地震探査—

コメントNo.26の回答

- リニアメント・変動地形の北方の上中付近において、反射法地震探査(富来川北方測線)を実施した。
- 調査の結果、リニアメント・変動地形の延長部付近において、富来川断層の存在を示唆するような地表付近から深部へ連続する系統的な反射面の不連続等は認められない。(次頁)
- また、深度断面からは、富来川断層の延長部を挟み、地層境界に明瞭な高度差は認められない。(次々頁)

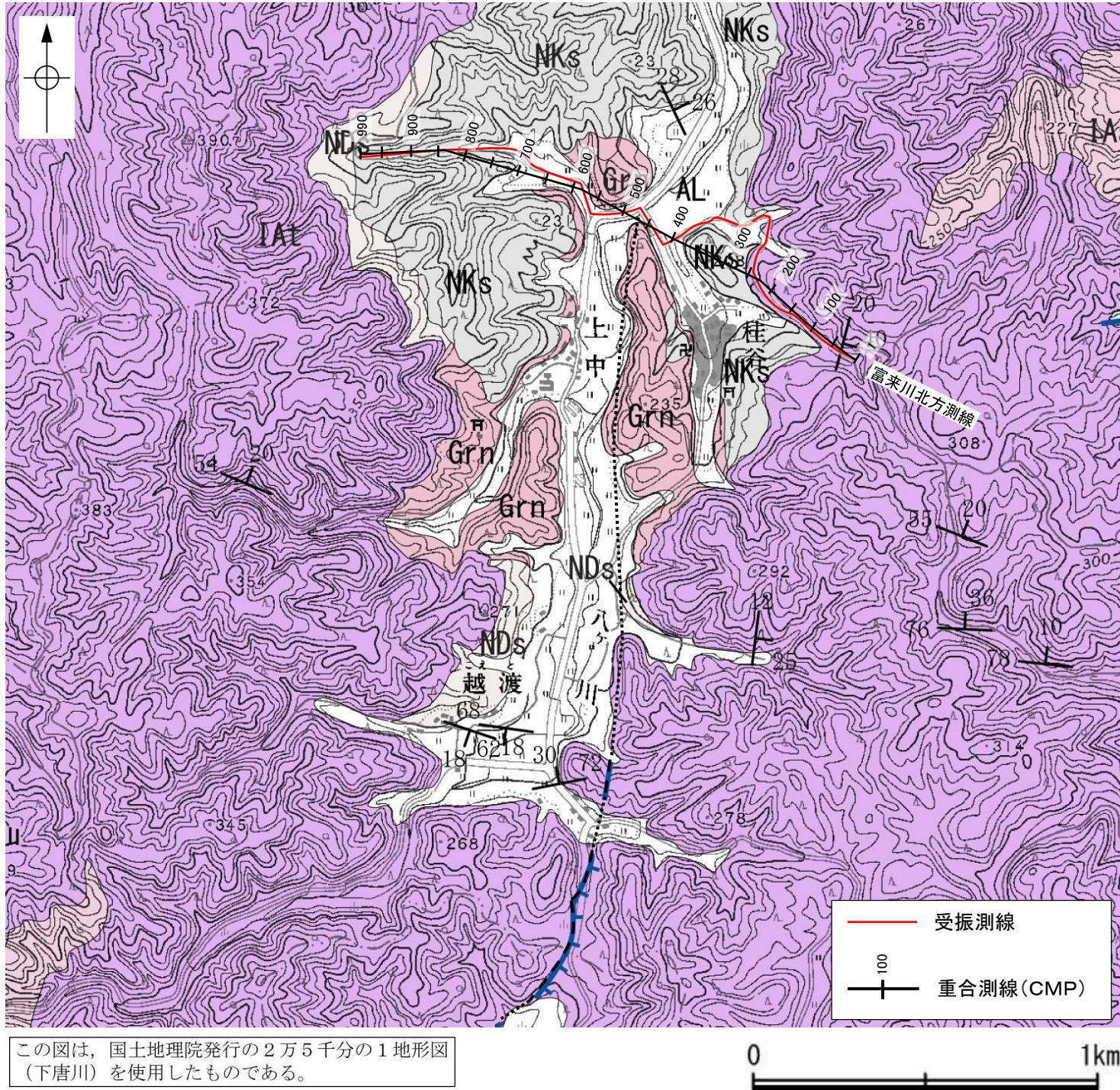


凡 例	
地質時代	地層・岩石名
完新世	AL 沖積層
第四紀	
新第三紀	IAa 別所岳安山岩類 安山岩 IAat 別所岳安山岩類 安山岩質火砕岩 (凝灰角砾岩)
古第三紀	NKd デイサイト・溶結凝灰岩 Nks 大角間層 Nds 大福寺砂岩層
先第三紀	Grn 花崗岩・片麻岩

〔記号〕	移動土塊
20 43	地層の走向・傾斜
20 43	節理の走向・傾斜
A A'	地質断面線

〔リニアメント・変動地形〕	Ld (変動地形である可能性は非常に低い) ← ケバは低下側を示す。
---------------	---------------------------------------

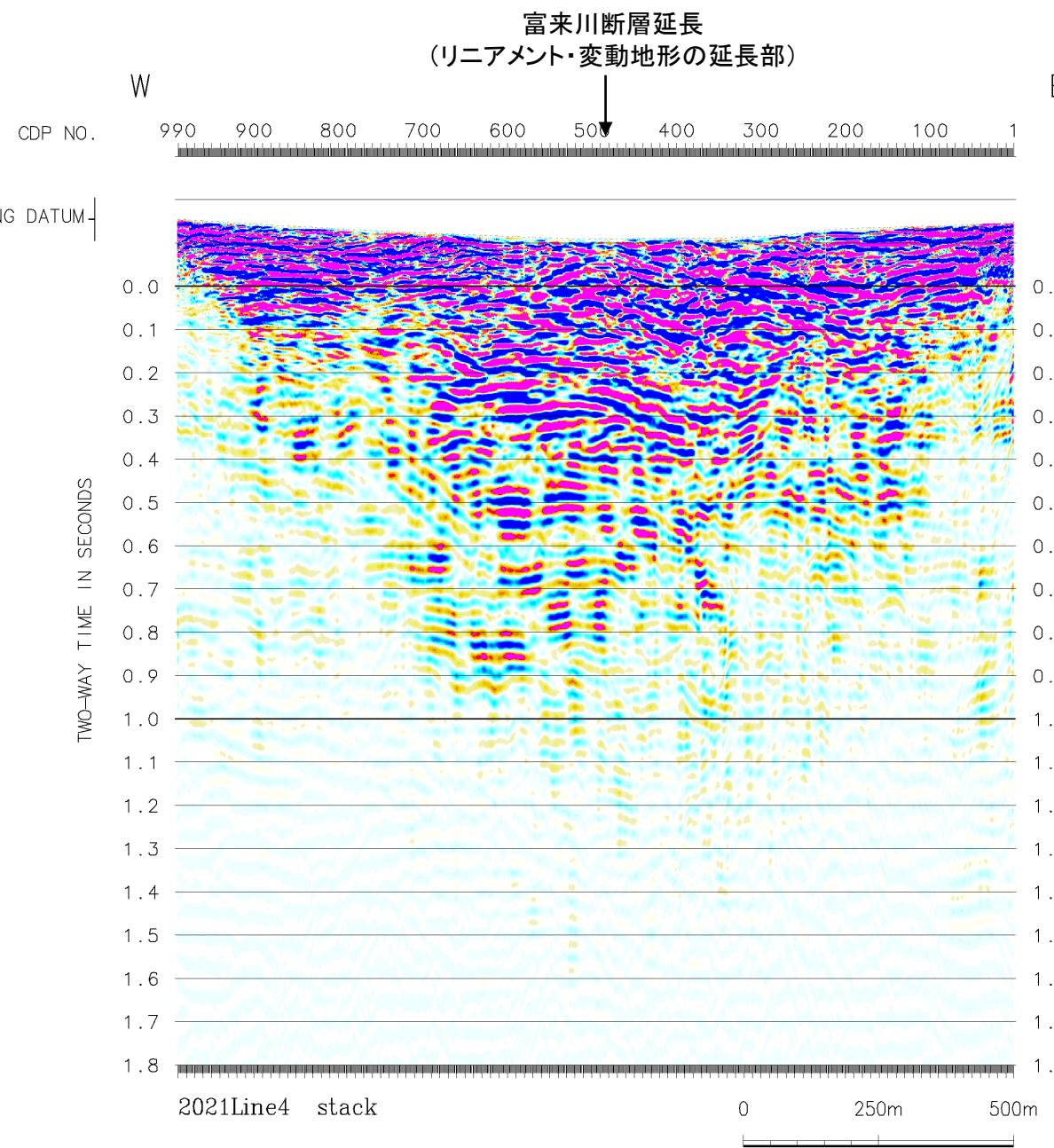
断層位置
推定区間



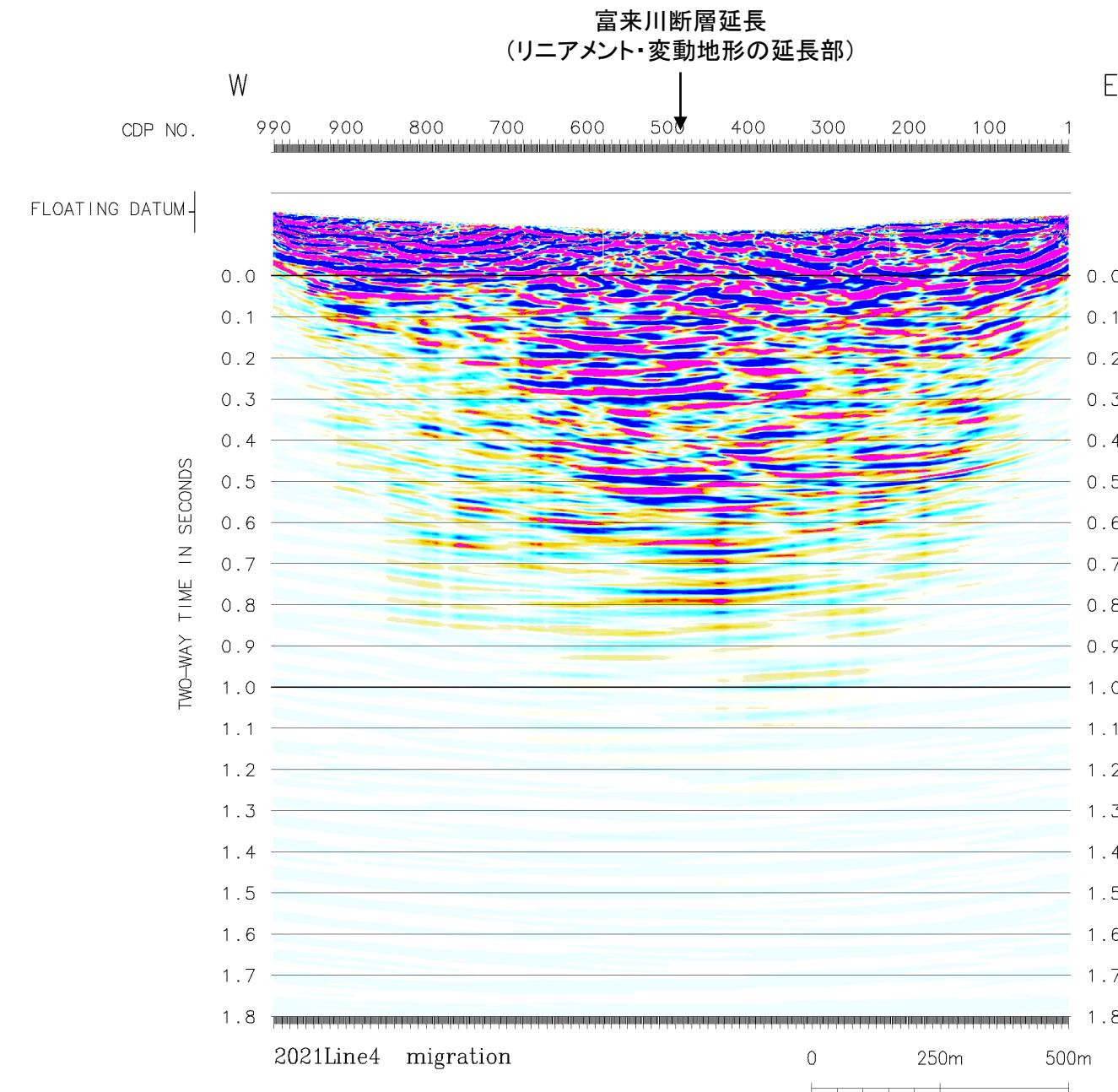
・垂直分解能は、反射波の卓越周波数に基づき
深度200m付近で24m程度

富来川断層(北端)

【時間断面(マイグレーション前, 後)】



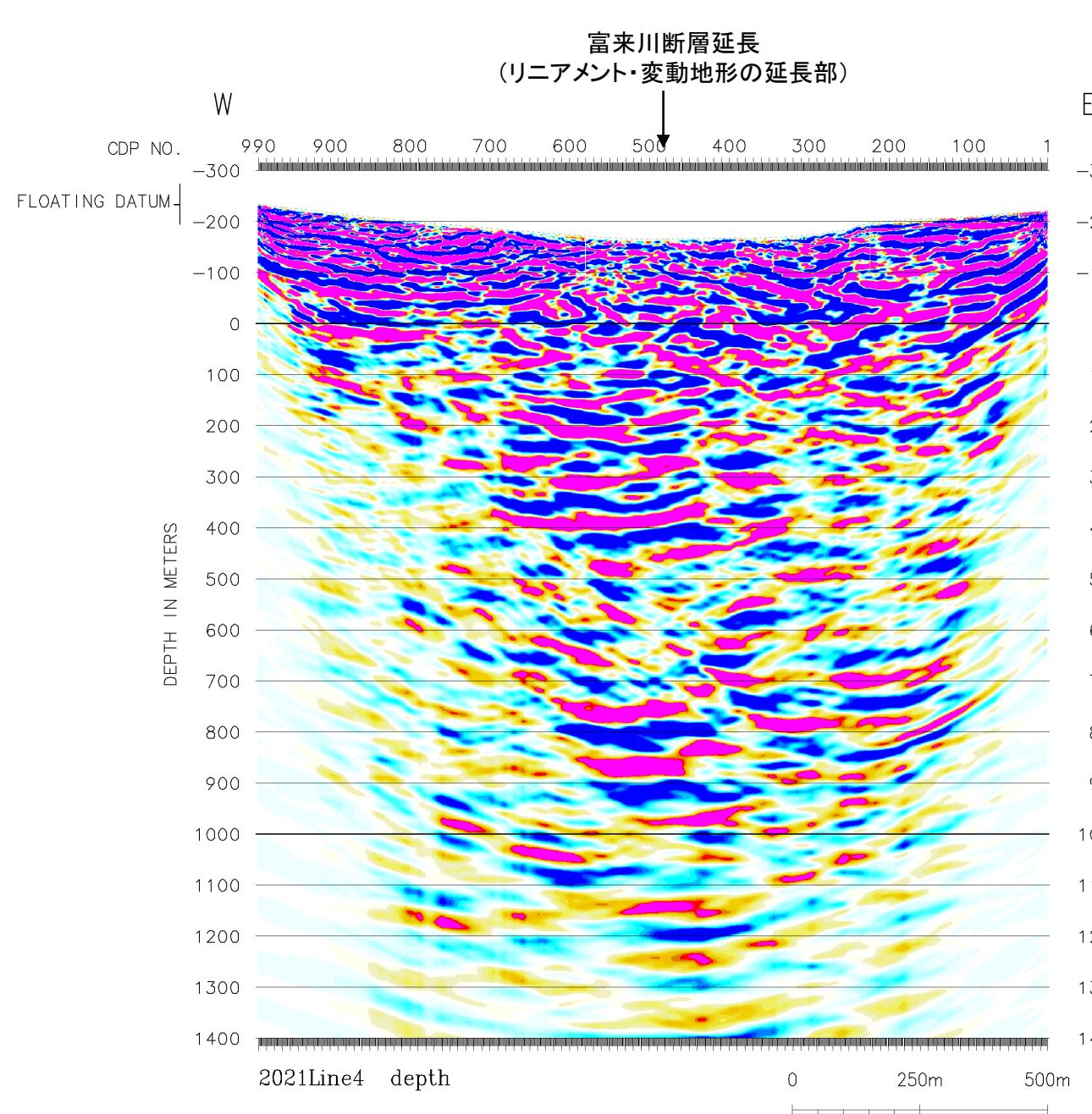
反射法地震探査結果(時間断面 マイグレーション前)



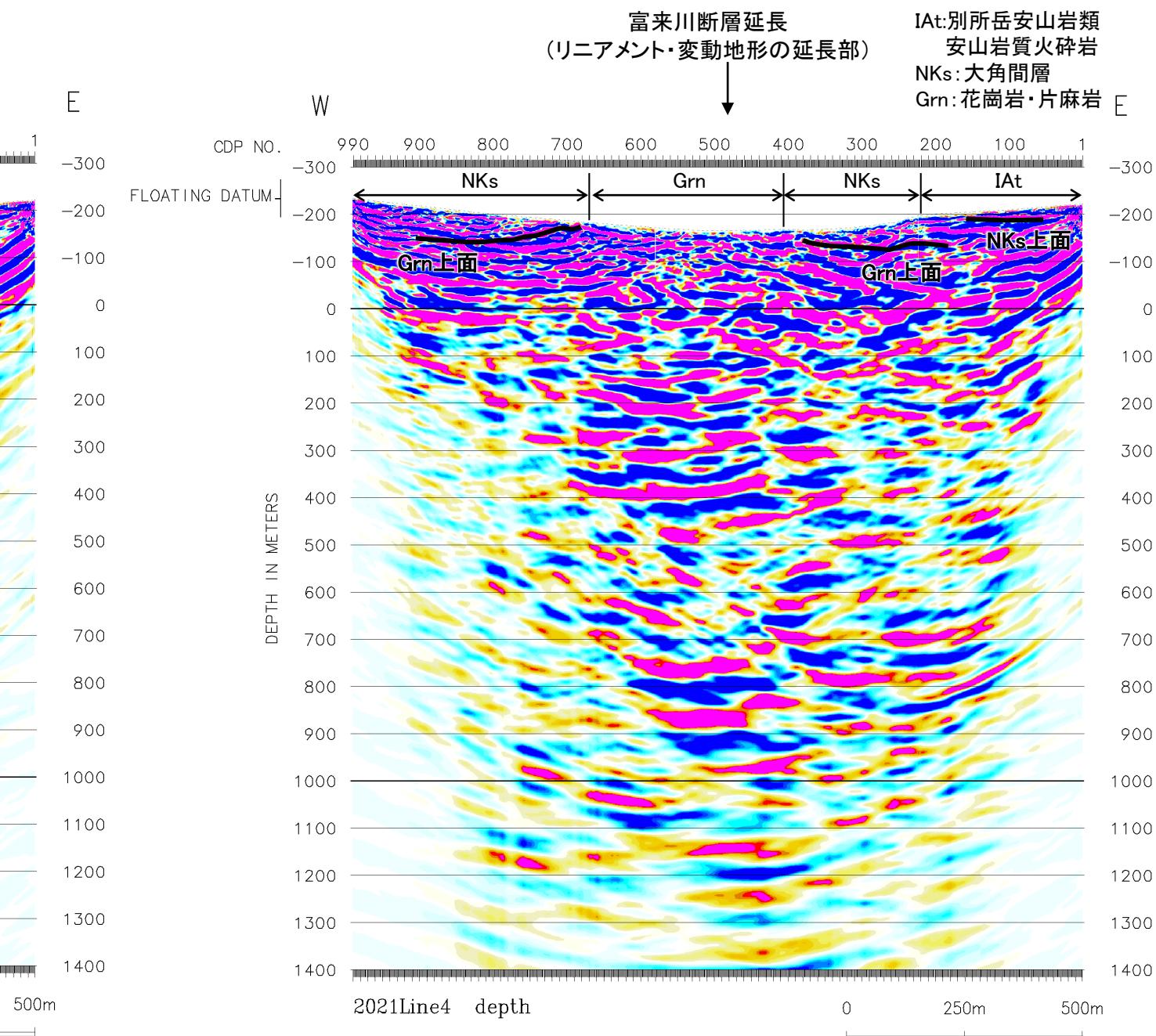
反射法地震探査結果(時間断面 マイグレーション後)

富来川断層(北端)

(深度断面)



反射法地震探査結果(深度断面)



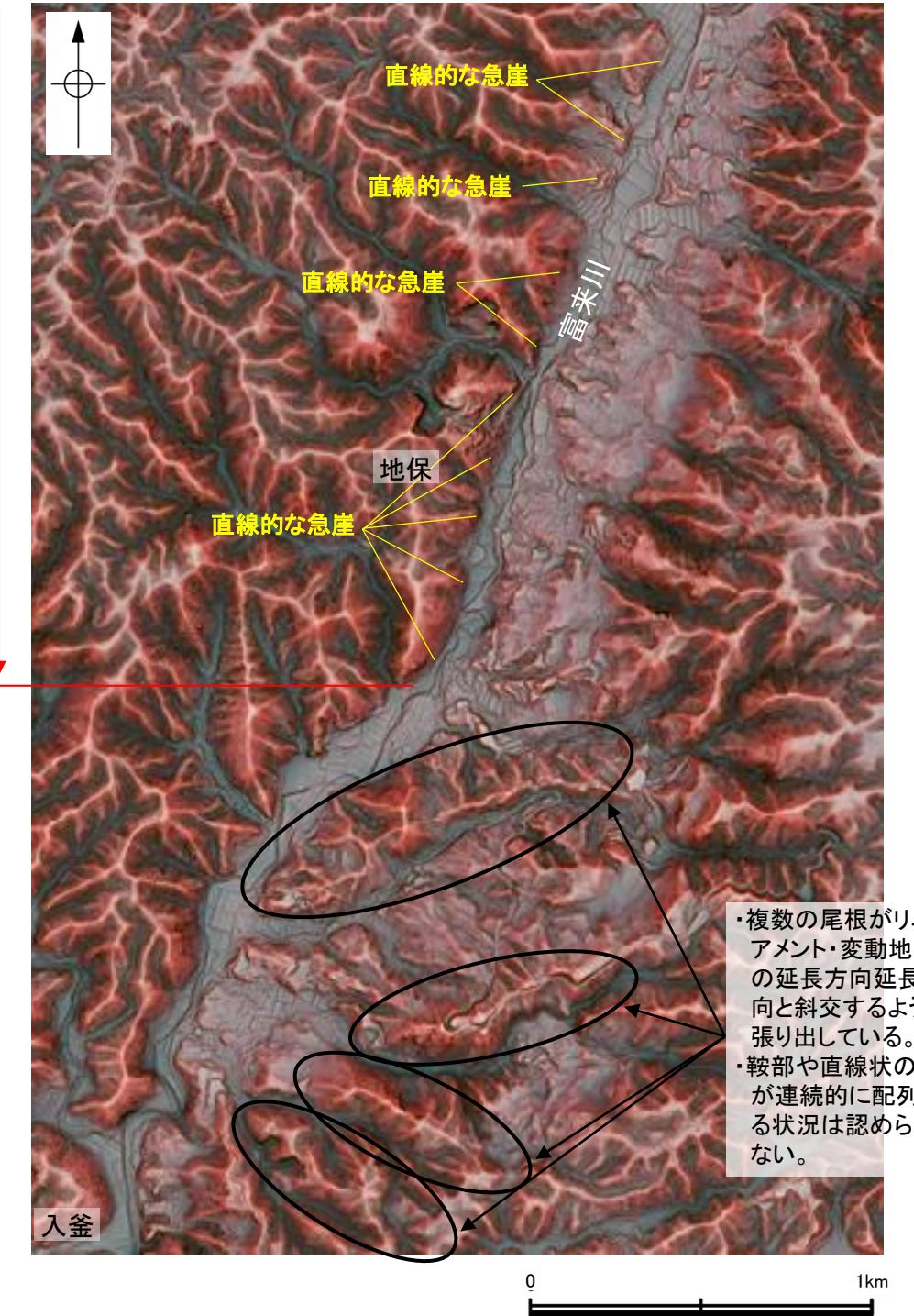
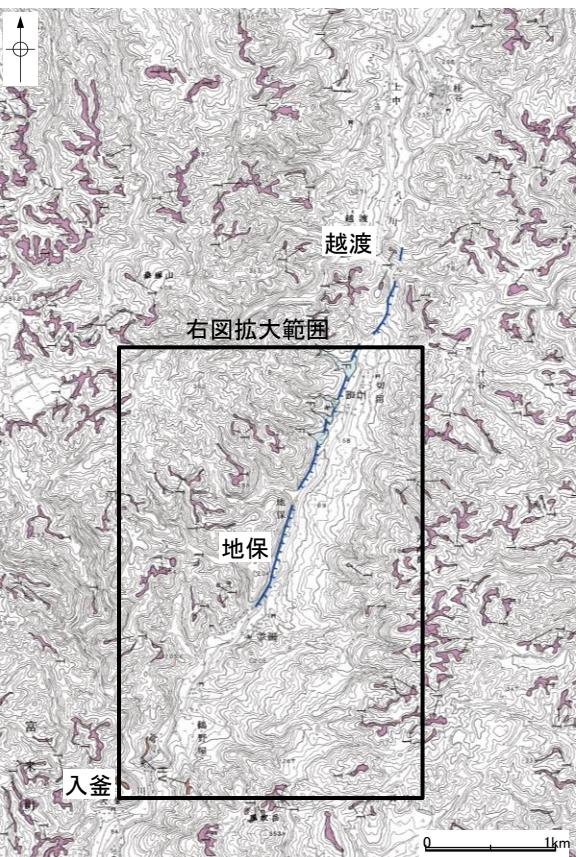
反射法地震探査結果(深度断面, 解釈線入り)

2.4.4 (8) 富来川断層の端部 一南端付近の地形調査一

コメントNo.26の回答

○地保までは、富来川の谷底に沿って直線的な急崖等からなるリニアメント・変動地形が認められるが、その南方では急崖が湾曲することから、リニアメント・変動地形は判読されない。

○また、リニアメント・変動地形の南方の延長方向では、富来川東岸の複数の尾根がリニアメント・変動地形の延長方向と斜交するように張り出しており、鞍部や直線状の谷が連続的に配列する状況は認められない。



2.4.4 (8) 富来川断層の端部 一南端付近の地質調査一

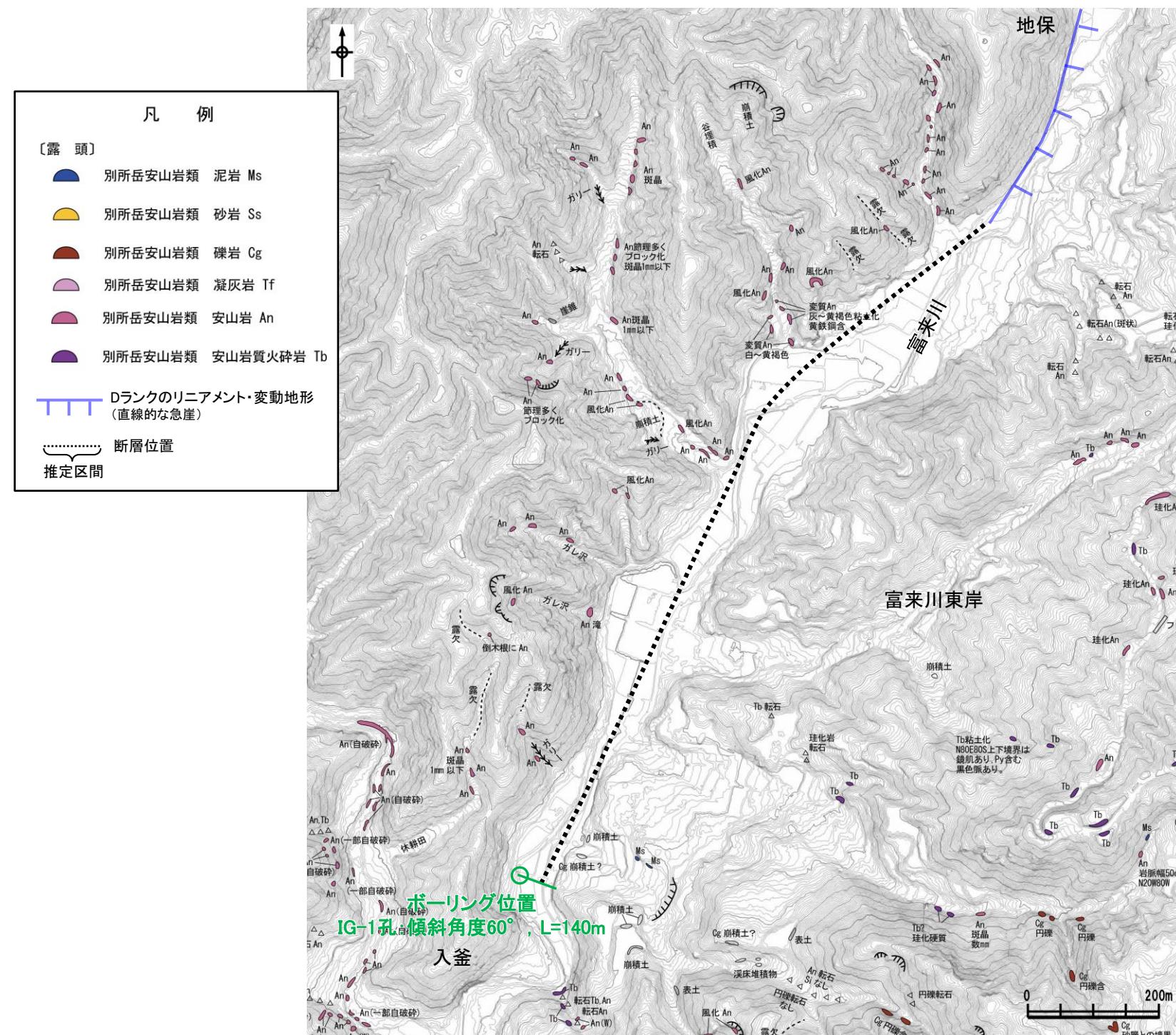
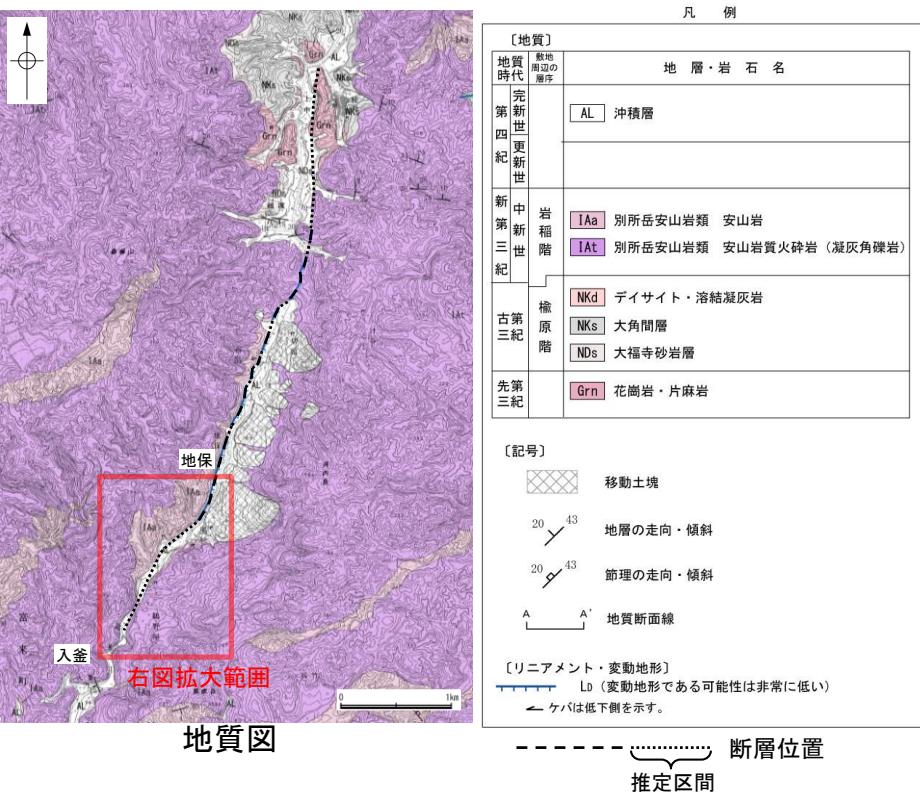
コメントNo.26の回答

○リニアメント・変動地形の南方において、断層の連続性に関する地質調査を行った。

○地表踏査の結果、リニアメント・変動地形の南方において、富来川断層に対応する断層は認められない。

○また、リニアメント・変動地形の南方の延長方向(富来川東岸)では、富来川東岸の複数の尾根がリニアメント・変動地形の延長方向と斜交するように張り出しており、鞍部や直線状の谷が連續的に配列する状況は認められない(前頁)。よって、富来川断層がリニアメント・変動地形のさらに南方に連続する場合は、リニアメント・変動地形の南方の延長方向(富来川東岸)には分布せず、リニアメント・変動地形が判読される区間と同様に富来川に沿って分布するものと想定されることから、入釜付近において富来川の谷底を横断してボーリング調査(IG-1孔)を実施した。

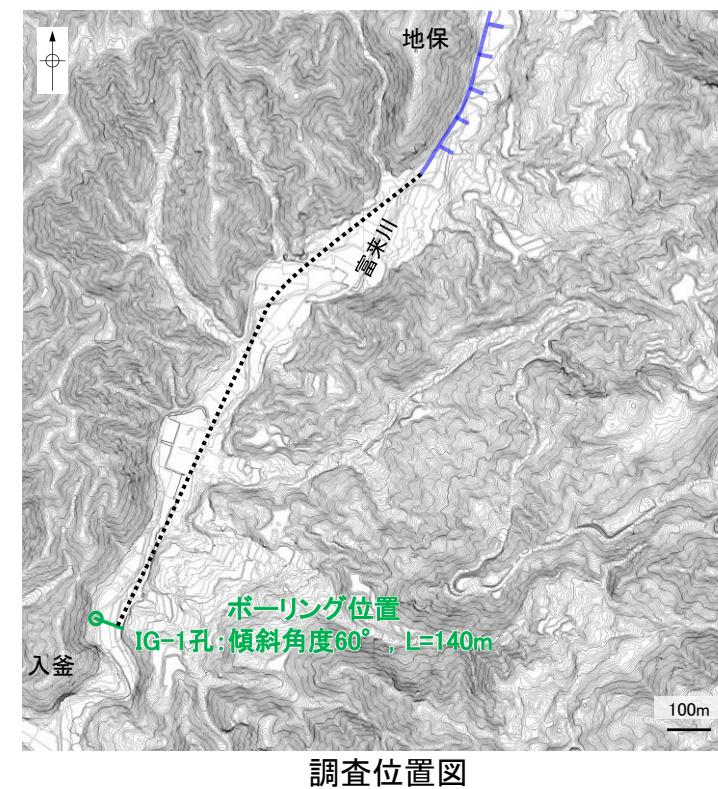
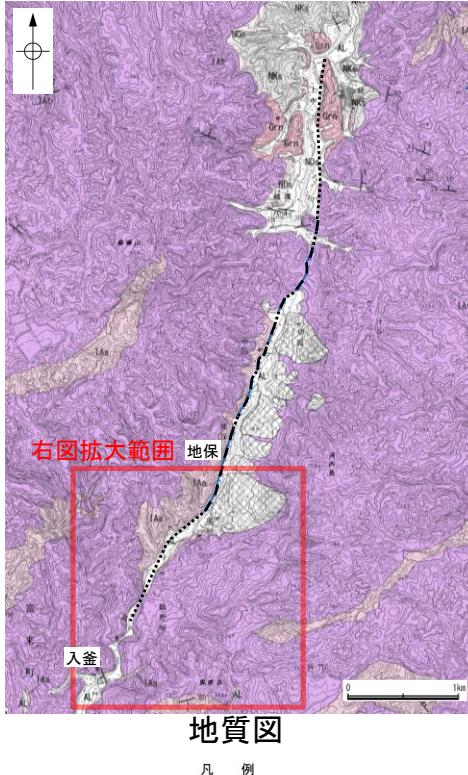
○その結果、富来川断層に対応する破碎部は認められない(次頁)。



富来川断層(南端)

【ボーリング調査(富来川断層南端:入釜付近)】

- リニアメント・変動地形の南方の入釜付近において、富来川の谷底を横断してボーリング調査を実施した。
- その結果、未固結な破碎部が認められるが(下表の破碎部①, ③~⑥, ⑧, ⑨)、これらは走向傾斜が想定される断層と異なる。また、これらの破碎部は、延長方向にリニアメント・変動地形が認められないことから、いずれも連続性のある破碎部ではないと判断した。
- 以上より、富来川断層に対応する破碎部は認められない。



No.	確認深度 (m)	標高 (m)	走向・傾斜 (走向は真北)	破碎部の幅 (cm)	未固結な破碎部		富来川断層に対応しないと判断した根拠
					粘土状破碎部の幅 (cm)	砂状・角礫状破碎部の幅 (cm)	
①	28.93~29.20	EL 68.50~68.26	N59E/39SE	14	—	8.6	走向・傾斜が想定される断層と異なる。
②	97.73~97.82	EL 8.91~8.84	N39E/78SE	4.2	—	—	走向・傾斜が想定される断層と異なる。固結している。
③	118.77~118.79	EL -9.31~-9.33	N89W/51SW	1.8	1.8	—	走向・傾斜が想定される断層と異なる。
④	119.40~119.62	EL -9.85~-10.04	N19W/56SW	18	2.0	18	走向・傾斜が想定される断層と異なる。
⑤	120.80~120.83	EL -11.07~-11.09	N73W/20SW	3.0	—	3.0	走向・傾斜が想定される断層と異なる。
⑥	129.59~129.70	EL -18.68~-18.77	N48E/87SE	4.7	2.4	3.0	走向・傾斜が想定される断層と異なる。
⑦	130.39~130.46	EL -19.37~-19.43	N17E/79SE	4.0	—	—	走向・傾斜が想定される断層と異なる。固結している。
⑧	132.41~132.66	EL -21.29~-21.34	N53W/22SW	4.5	1.6	3.4	走向・傾斜が想定される断層と異なる。
⑨	133.85~133.88	EL -22.37~-22.39	N48W/29SW	5.0	—	5.0	走向・傾斜が想定される断層と異なる。

IG-1孔のボーリング柱状図、コア写真、BHTVは、データ集1-2

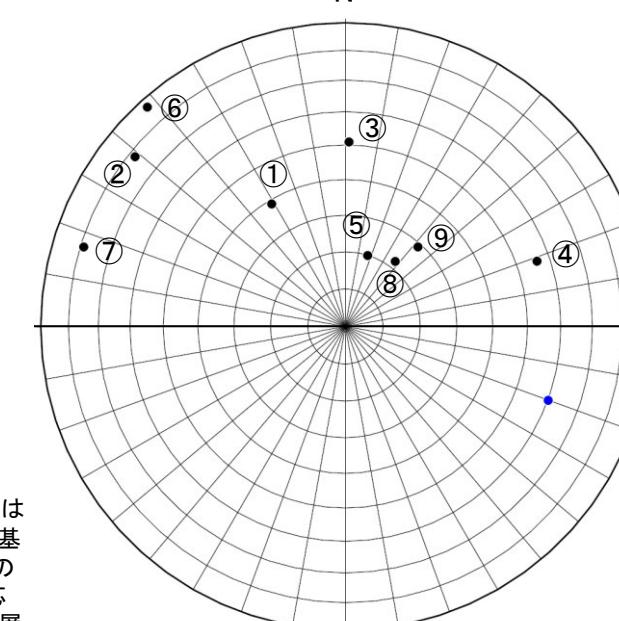
〔地質〕		地層・岩石名
地質時代	第四紀更新世	AL 沖積層
新第三世紀	岩稈階	Ia 別所岳安山岩類 安山岩 IAt 別所岳安山岩類 安山岩質火砕岩(凝灰角礫岩)
古第三紀	楓原階	NKd デイサイト・溶結凝灰岩 NKs 大角間層 NDs 大福寺砂岩層
先第三紀		Gra 花崗岩・片麻岩

〔記号〕	
	移動土塊
	地層の走向・傾斜
	節理の走向・傾斜
	地質断面線

	断層位置
	推定区間

	リニアメント・変動地形
←	LD (変動地形である可能性は非常に低い) ← ケバは低下側を示す。

- 富来川断層(N20° E/60° NW) ^{※1}
- IG-1孔の破碎部



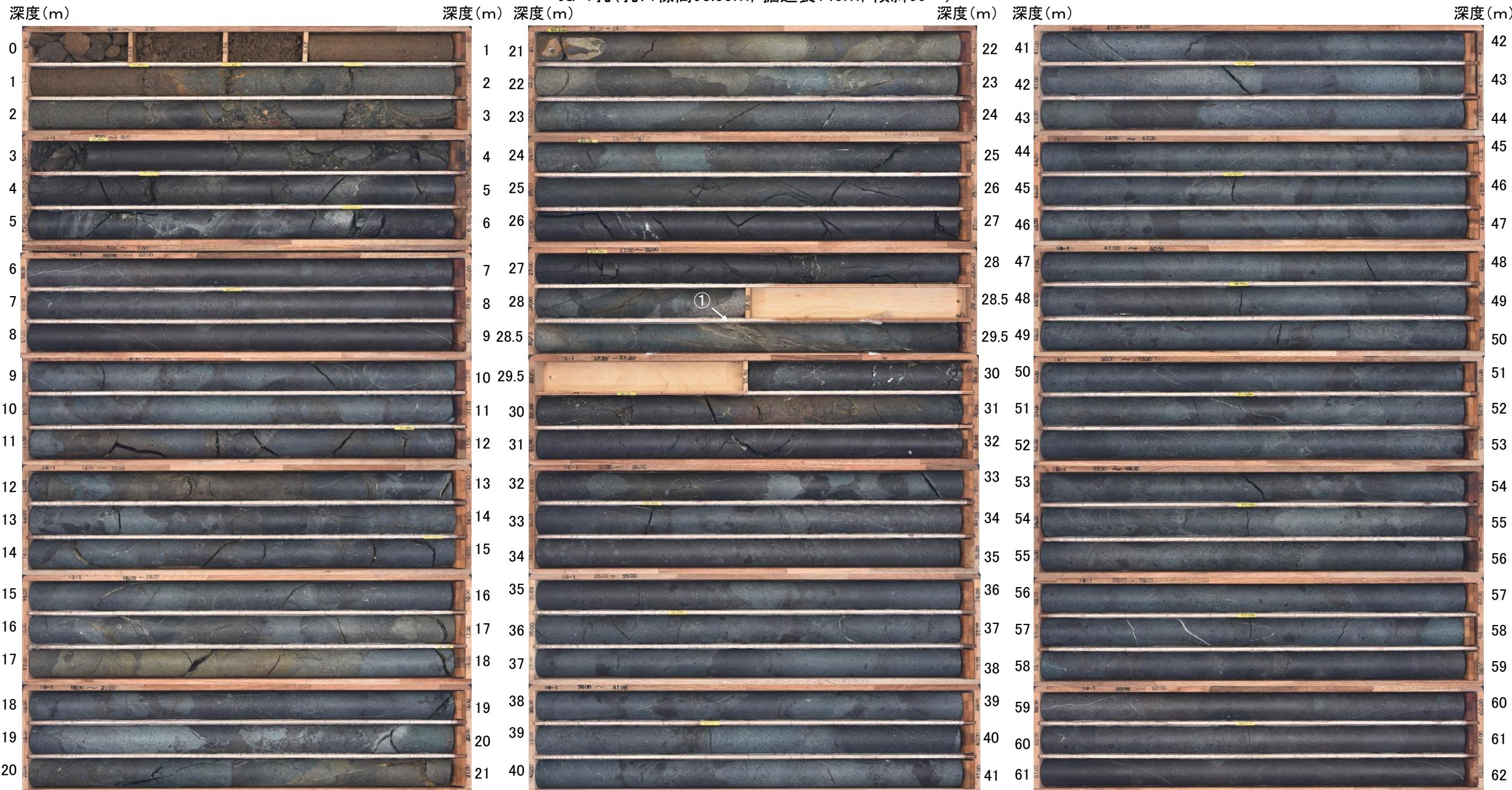
※1: 富来川断層に対応する破碎部の走向傾斜として、走向は富来川断層のリニアメント・変動地形の大局的な方向に基づきN20° E、傾斜はリニアメント・変動地形から東側低下の変位センスが想定されること、現在の能登半島が圧縮応力場であること(尾崎、2010など)から、東側低下の逆断層を想定し、60° NWを想定した。

IG-1孔の調査結果(シュミットネット下半球投影)

富来川断層(南端)

【IG-1孔 コア写真(1/3)】

IG-1孔(孔口標高93.55m, 掘進長140m, 傾斜60°)



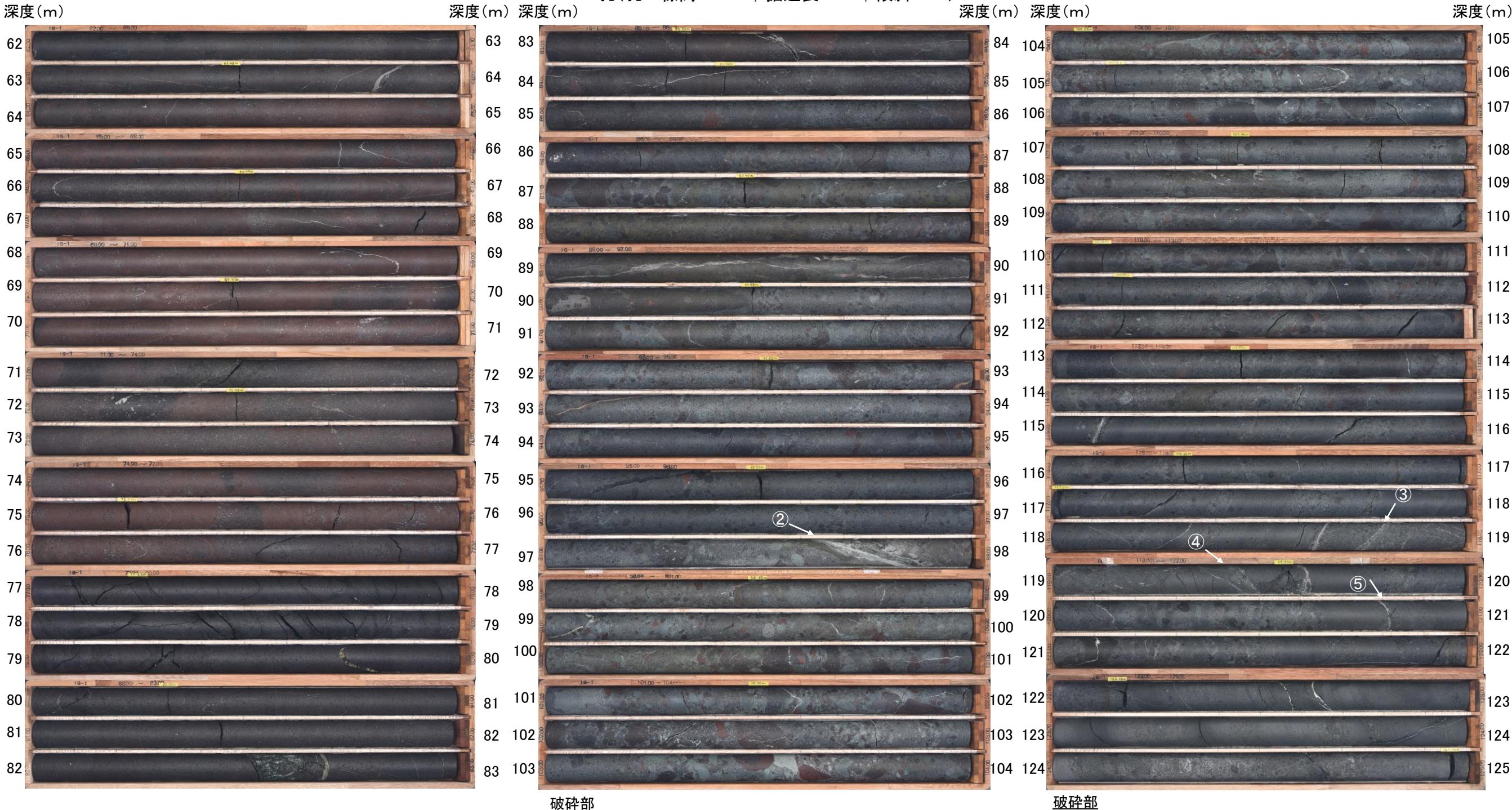
破碎部

①深度28.93～29.20mに厚さ11～14cmの破碎部(N59E/39SE)

富来川断層(南端)

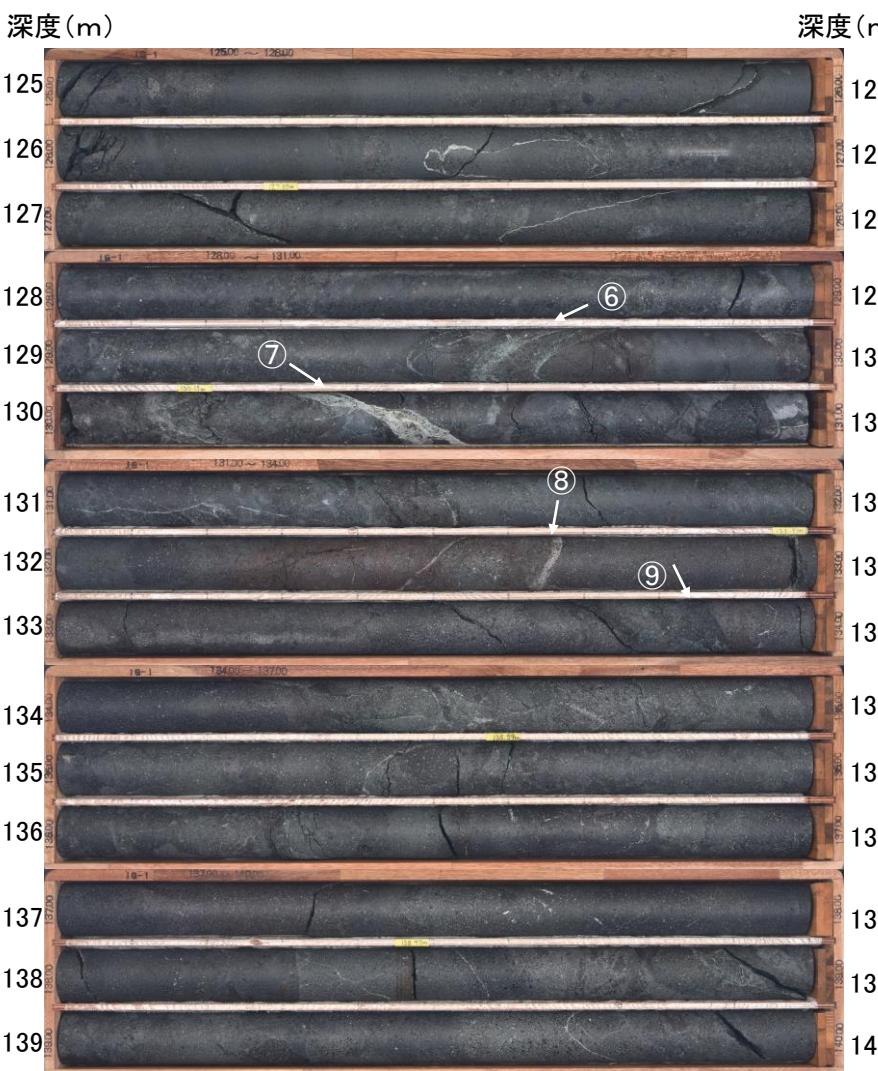
【IG-1孔 コア写真(2/3)】

IG-1孔(孔口標高93.55m, 堀進長140m, 傾斜60°)



富来川断層(南端)

【IG-1孔 コア写真(3/3)】

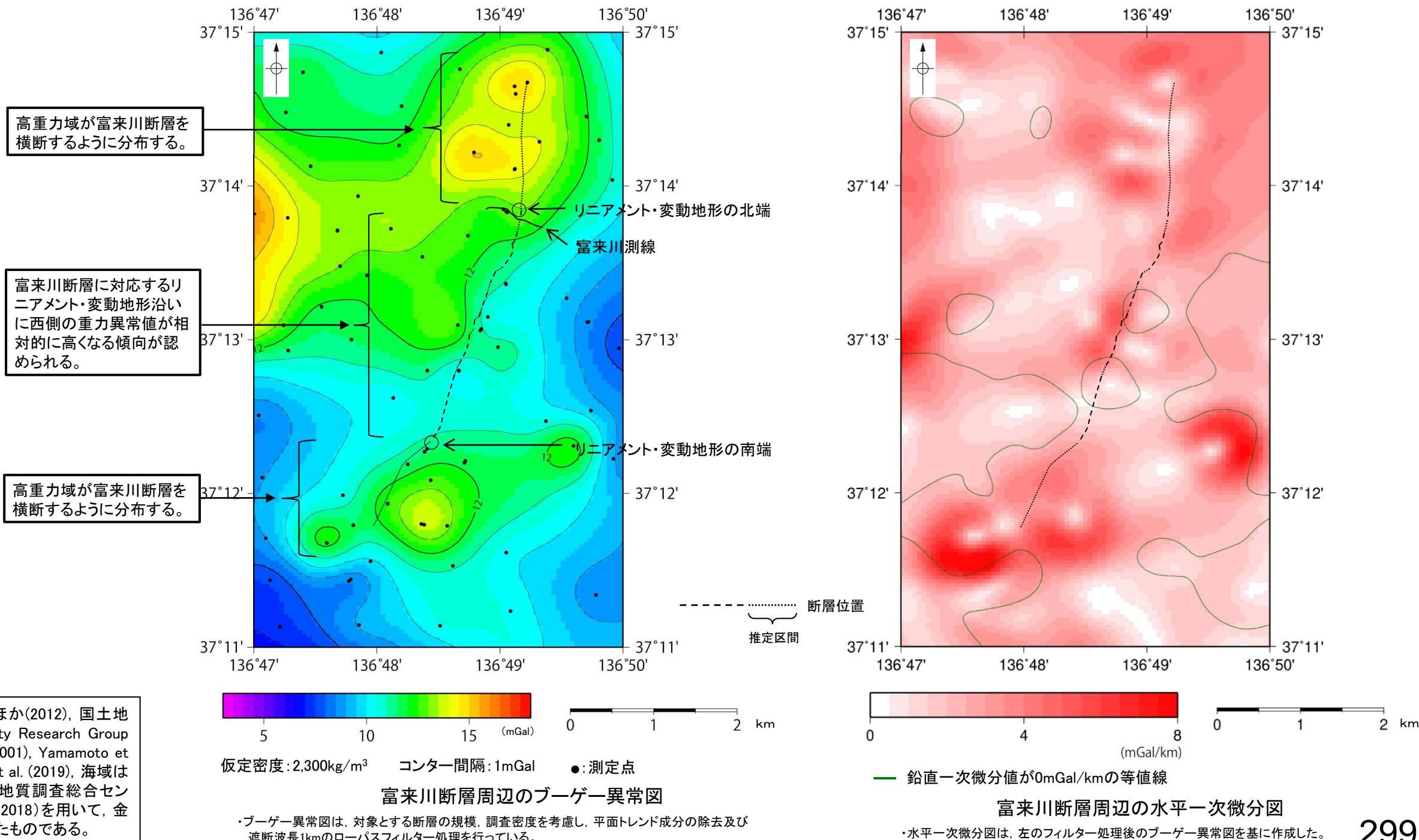


IG-1孔(孔口標高93.55m, 掘進長140m, 傾斜60°)

破碎部

- ⑥深度129.59～129.70mに厚さ4.2～4.7cmの破碎部(N48E/87SE)
- ⑦深度130.39～130.46mに厚さ0.8～4.0cmの破碎部(N17E/79SE)
- ⑧深度132.61～132.66mに厚さ4.5cmの破碎部(N53W/22SW)
- ⑨深度133.85～133.88mに厚さ1.8～5.0cmの破碎部(N48W/29SW)

- 富来川断層の端部について検討するため、ブーゲー異常図、水平一次微分図を確認した。
 - 富来川断層に対応するリニアメント・変動地形沿いに西側の重力異常値が東側より相対的に高くなる傾向が認められ、これは反射法地震探査(富来川測線、P.276)で探査測線の西側で基盤岩の隆起が想定されることと整合的である。
 - 一方、リニアメント・変動地形の北端より北方及び南端より南方では、それぞれ高重力域が富来川断層を横断するように分布する。



2.4.4 (8) 富来川断層の端部 一まとめ一

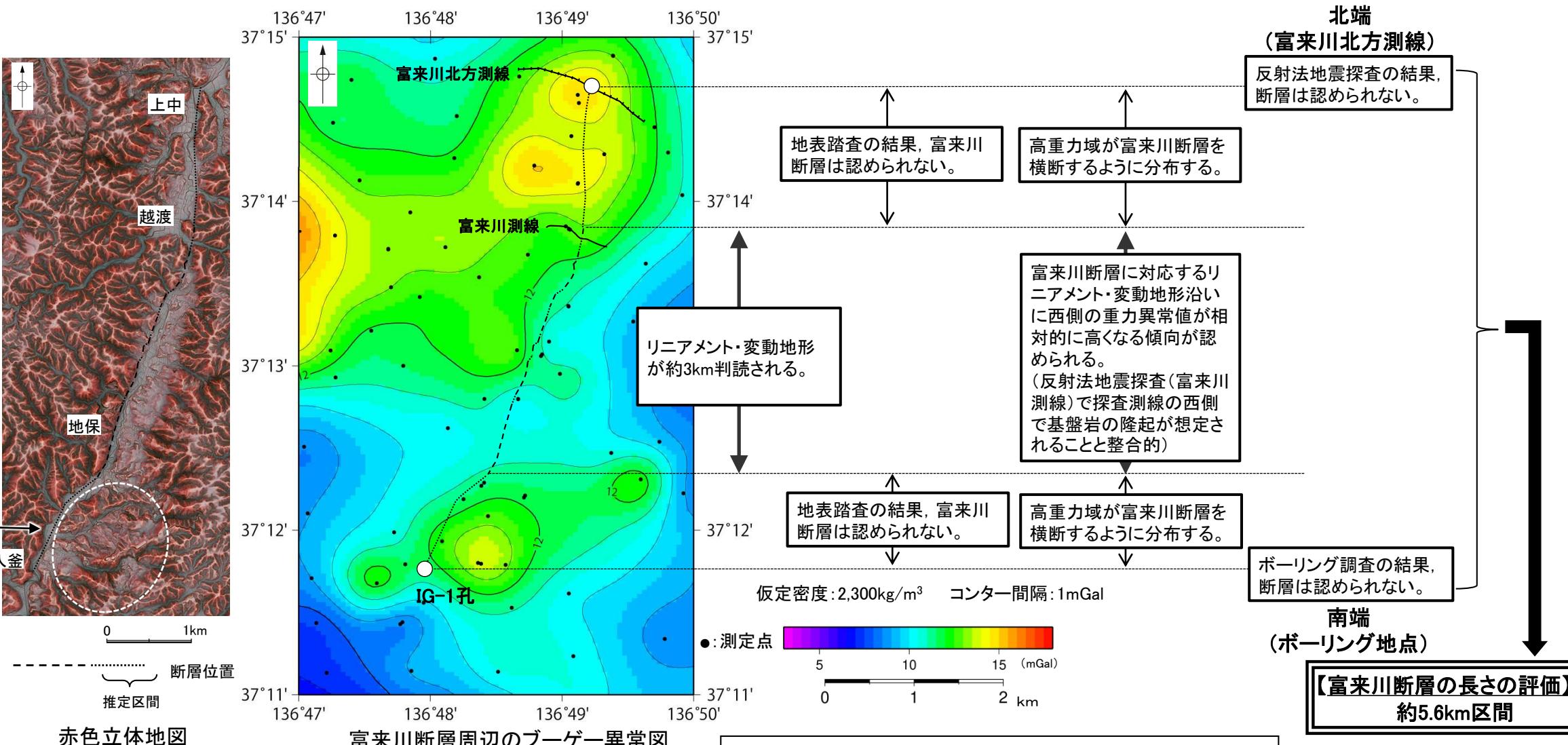
コメントNo.26の回答

■北端

- 地形調査の結果、越渡南東方より北方ではリニアメント・変動地形は判読されない(P.288)。
 - 地表踏査の結果、リニアメント・変動地形の北方において、富来川断層に対応する断層は認められない(P.289)。
 - 上中付近の反射法地震探査(富来川北方測線)の結果、リニアメント・変動地形の延長部付近において、富来川断層の存在を示唆するような地表付近から深部へ連続する系統的な反射面の不連続等は認められない。また、深度断面からは、富来川断層の延長部を挟み、地層境界に明瞭な高度差は認められない(P.290)。
 - 重力探査(ブーゲー異常図)の結果、リニアメント・変動地形沿いに西側の重力異常値が相対的に高くなる傾向が認められ、反射法地震探査(富来川測線)の結果から探査測線の西側で基盤岩の隆起が想定されることと整合的であるが、リニアメント・変動地形の北端より北方では、高重力域が富来川断層を横断するように分布する(P.299)。
- ⇒地形調査、地表踏査及び重力探査によれば、少なくともリニアメント・変動地形より北方には、富来川断層は連続しないと考えられるものの、さらに北方に断層が連続する可能性を考慮して実施した反射法地震探査の結果、断層が認められない地点(富来川北方測線)を富来川断層の北端と評価。

■南端

- 地形調査の結果、地保より南方ではリニアメント・変動地形は判読されない(P.293)。
 - 地表踏査の結果、リニアメント・変動地形の南方において、富来川断層に対応する断層は認められない(P.294)。
 - また、入釜付近において富来川の谷底を横断してボーリング調査(IG-1孔)を実施した結果、富来川断層に対応する破碎部は認められない(P.295~298)。
 - 重力探査(ブーゲー異常図)の結果、リニアメント・変動地形沿いに西側の重力異常値が相対的に高くなる傾向が認められ、反射法地震探査(富来川測線)の結果から探査測線の西側で基盤岩の隆起が想定されることと整合的であるが、リニアメント・変動地形の南端より南方では、高重力域が富来川断層を横断するように分布する(P.299)。
- ⇒地形調査、地表踏査及び重力探査によれば、少なくともリニアメント・変動地形より南方には、富来川断層は連続しないと考えられるものの、さらに南方に断層が連続する可能性を考慮して実施したボーリング調査の結果、断層が認められない地点(IG-1孔)を富来川断層の南端と評価。



余白

おう ち がた なん えん
2.4.5 邑知潟南縁断層帶

せき どう さん ふる こ の でら
(石動山断層・古府断層, 野寺断層,
つぼやま はち の うち たかまつ ふきん
坪山-八野断層, 内高松付近の断層)

2.4.5(1) 邑知潟南縁断層帯の評価結果

活動性評価

■石動山断層・古府断層(2.4.5(2))
⇒走向がNE-SW方向、傾斜が南東傾斜(約30°)の逆断層と推定され、後期更新世以降の活動が否定できないと評価(P.305)。

■野寺断層(2.4.5(3))
⇒走向がNNE-SSW方向、傾斜が南東傾斜の逆断層と推定され、後期更新世以降の活動が否定できないと評価(P.339)。

■坪山-八野断層(2.4.5(4))
⇒走向がNNE-SSW方向、傾斜が西傾斜の逆断層と推定され、後期更新世以降の活動が否定できないと評価(P.351)。

■内高松付近の断層(2.4.5(5))
⇒リニアメント・変動地形として判読した撓み状の崖等は、沖積層堆積時の侵食地形と考えられ、地質調査の結果、内高松付近の断層に対応する断層は認められない(P.367)。

長さの評価

○「邑知潟断層帯の長期評価」(地震調査委員会、2005a)が石動山断層、古府断層、野寺断層、坪山-八野断層及び内高松付近の断層を一つの断層帯としていることを踏まえて、石動山断層・古府断層、野寺断層、坪山-八野断層及び内高松付近の断層を一連として邑知潟南縁断層帯(走向がNE-SW方向、南東傾斜(約30°)の逆断層)と評価する。

■北東端(2.4.5(6))

○佐野町付近以西では断続的な崖地形が認められるが、佐野町付近以東では崖地形等は認められないことから、リニアメント・変動地形は判読されない(P.374)。
○地震調査委員会(2005a)は邑知潟断層帯の北東端を万行町付近としている(P.375)。
○その北東方延長の万行町付近(図中①)において反射法地震探査(万行測線)を実施した結果、断層延長の範囲付近において、基盤岩の上面に相当する反射面は緩く東側に傾斜しながら連続しており、断層は認められない。また、丘陵基部では、基盤岩の上面に相当する反射面は不明瞭であるものの連續し、明瞭な断層は認められない(P.376)。
○重力探査(ブーゲー異常図及び水平一次微分図)の結果、石動山断層・古府断層とほぼ対応する位置に、直線的・連続的な重力異常急変部が認められ、その北東端はリニアメント・変動地形の北東端とほぼ一致し、それより北東方には延びない(P.380)。

→断層が確実に認められないことを確認した万行測線を邑知潟南縁断層帯の北東端と評価。

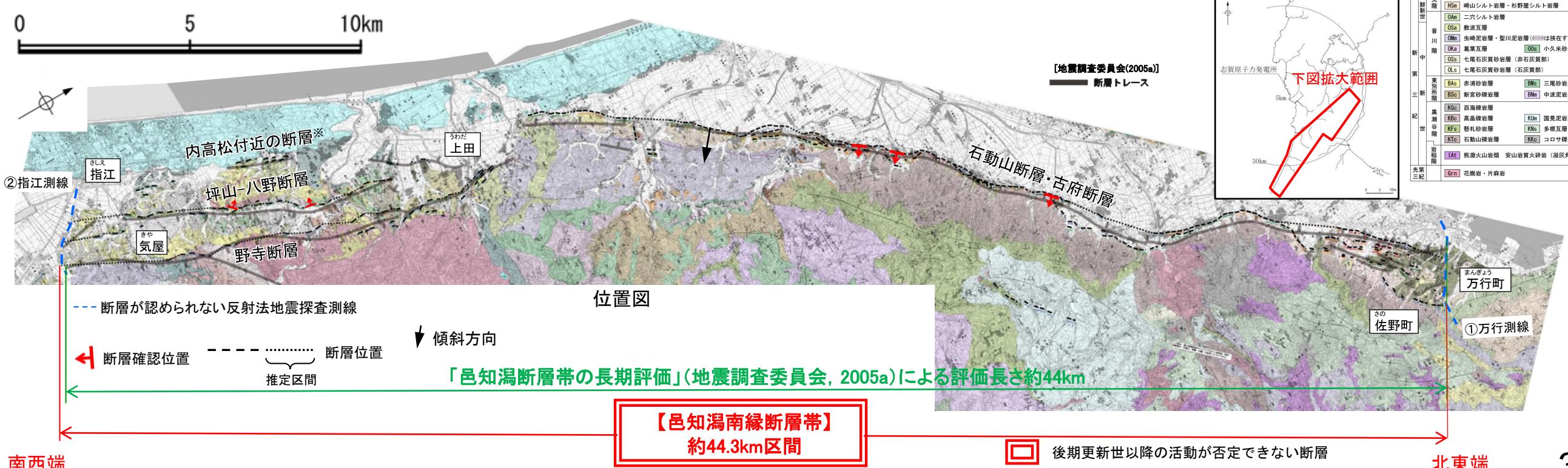
■南西端(2.4.5(6))

○気屋付近以北では逆向きの崖や西側傾斜の傾動状地形が認められるが、気屋付近以南では逆向きの崖等は認められないことから、野寺断層に対応するリニアメント・変動地形は判読されない(P.377)。
○指江付近以北では逆向きの崖等が認められるが、指江付近以南では逆向きの崖等は認められないことから、坪山-八野断層に対応するリニアメント・変動地形は判読されない(P.377)。
○地震調査委員会(2005a)は邑知潟断層帯の南西端を指江付近としている(P.378)。
○その南西方延長の指江付近(図中②)において反射法地震探査(指江測線)を実施した結果、断層延長位置付近において新第三紀層がほぼ水平に連続しており、断層は認められない(P.378)。
○なお、重力探査(ブーゲー異常図及び水平一次微分図)の結果、石動山断層・古府断層にほぼ対応する直線的・連続的な重力異常急変部は、その南方の野寺断層北部の上田付近で途絶える(P.380)。

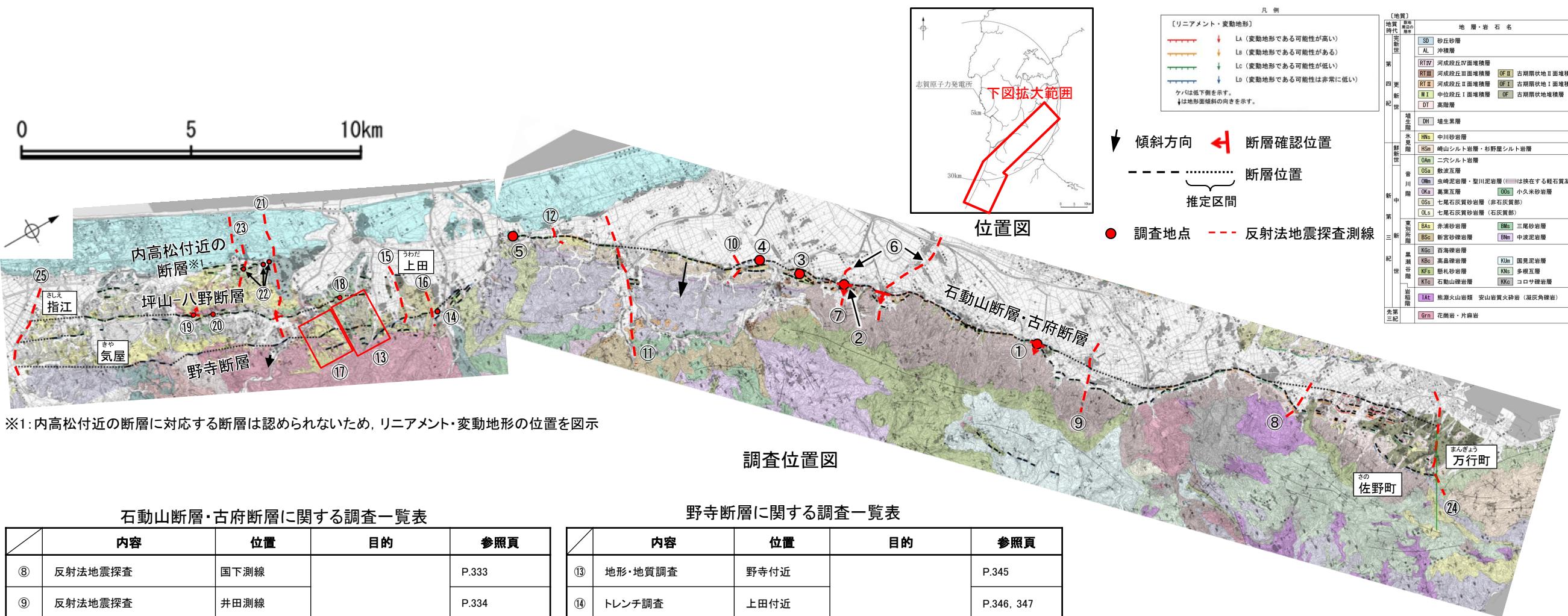
→断層が確実に認められないことを確認した指江測線を邑知潟南縁断層帯の南西端と評価。

⇒万行測線(北東端)から指江測線(南西端)までの約44.3km区間を評価。

石動山断層・古府断層、野寺断層及び坪山-八野断層は、いずれも後期更新世以降の活動が否定できず、地震調査委員会(2005a)の評価を踏まえて、内高松付近の断層も含め、これらを一連として邑知潟南縁断層帯と評価する。
邑知潟南縁断層帯は後期更新世以降の活動が否定できず、その長さとして約44.3km区間を評価する。



【調査位置図】



調査位置図

野寺断層に関する調査一覧表

内容	位置	目的	参照頁
⑬ 地形・地質調査	野寺付近		P.345
⑭ トレンチ調査	上田付近		P.346, 347
⑮ 反射法地震探査	御館測線		P.348
⑯ 反射法地震探査	大坪川測線		P.349
⑰ 地表踏査	黒川東方		P.350

坪山一八野断層に関する調査一覧表

内容	位置	目的	参照頁
⑯ トレンチ調査	森本東方		P.357~362
⑰ 露頭調査	余地南方		P.363
⑱ 露頭調査	余地北方		P.364
⑲ 反射法地震探査	夏栗測線		P.365

内高松付近の断層に関する調査一覧表

内容	位置	目的	参照頁
㉑ 露頭調査	内高松付近		P.372
㉒ 反射法地震探査	内高松測線		P.373

邑知潟南縁断層帯周辺に関する調査一覧表

内容	位置	目的	参照頁
㉓ 反射法地震探査	万行測線	断層の有無を確認	P.375
㉔ 反射法地震探査	指江測線	断層の有無を確認	P.378
㉕ 重力異常	邑知潟南縁断層帯周辺 ^{※2}	断層の深部構造を確認	P.380
㉖ 地表踏査	邑知潟南縁断層帯周辺 ^{※2}	広域的な地質分布を確認	P.311, 343, 355, 371

^{※2: ㉕, ㉖は断層周辺の全域で実施}

2.4.5(2-1) 石動山断層・古府断層の評価結果

【文献調査】(P.306)

- 活断層研究会(1991)は、石動山断層(確実度I, 北西側低下)を図示し、NE-SW走向、長さ17km、活動度B、南東側の扇状地L₁面※が3~13m隆起、段丘M₁面※が>30m隆起、M₁面構成層※が隆起と記載し、加えてL₁面構成層及び段丘M₁面が隆起と記載している。また、古府断層(確実度I, 南東側低下)を図示し、NE-SW走向、長さ2km、活動度C、北西側の開析扇状地M₁面※が>10m隆起、北側のM₁面構成層が隆起と記載している。
- 今泉ほか(2018)は、活断層研究会(1991)の石動山断層とほぼ同じ位置に、活撓曲を伴う北西側低下の活断層を図示し、邑知潟平野と宝達丘陵の明瞭な地形境界をなし、断層面が低角(約30度)で南東に傾斜すると記載している。また、活断層研究会(1991)の古府断層とほぼ同じ位置に、北西向きの傾動を伴う南東側低下の活断層を図示している。
- 地震調査委員会(2005a)は、石動山断層、古府断層、野寺断層、坪山一八野断層及び内高松付近の断層を邑知潟断層帯とし、全体の長さは約44kmで、ほぼ北東一南北方向に延び、断層の南東側が北西側に対して相対的に隆起する南東傾斜(約30°)の逆断層であるとしている。

【空中写真判読】(P.307~310)

- 文献で図示される石動山断層とほぼ同じ位置の、竹生野付近から矢田町及び佐野町付近までの約30km区間に、直線的な崖、山側を向いた逆向きの低崖、断続的な崖等からなるリニアメント・変動地形を判読した。また、文献で図示される古府断層とほぼ同じ位置の、国下町付近から矢田町付近までの区間に、断続的な崖等からなるリニアメント・変動地形を判読した。

※: 活断層研究会(1991)では扇状地L₁面を「3万年前」、段丘M₁面、M₁面構成層、開析扇状地M₁面を「12万年前」としている。

活動性評価

- 石動山断層・古府断層は、直線的な急崖、低崖等が連続して認められる南東側隆起の逆断層である。

【地質調査】

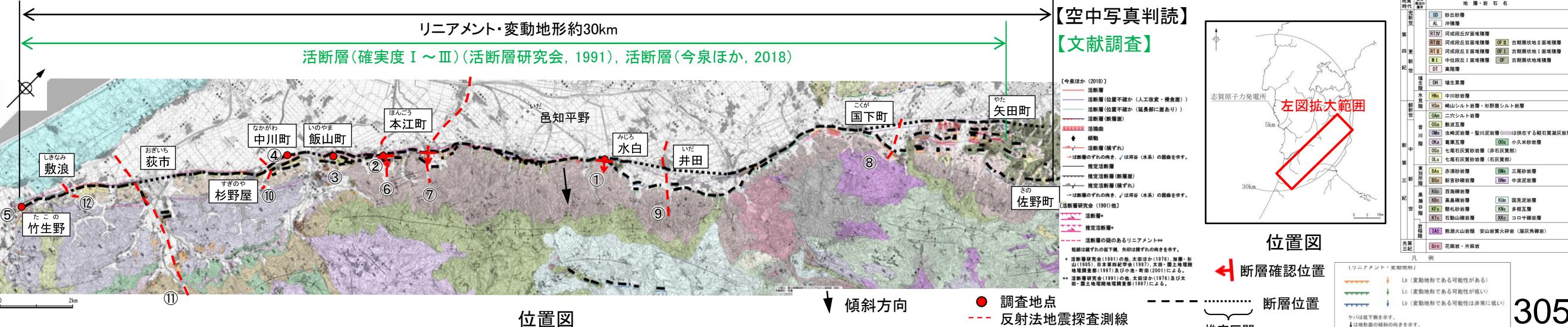
- 杉戸ほか(2004)は水白付近(図中①)においてトレーンチ調査を実施しており、地震調査委員会(2005a)は、水白地点での最新活動は約3千2百年前以後と推定されるとしている(P.314)。
また、産業技術総合研究所(2011)は、水白付近(図中①)で実施したトレーンチ調査及び群列ボーリング調査の結果、断層が認められたが、具体的な活動時期を特定することはできないとしている(P.315)。
- 本江町付近(図中②)で実施した露頭調査の結果、埴生累層、高階層の変形や中位段丘面相当の地形面の逆傾斜が認められ、石動山地側の相対的隆起により形成されたと推定される(P.317, 318)。
また、吾妻ほか(2004)は本江町付近(図中②)においてトレーンチ調査を実施しており、地震調査委員会(2005a)は、本江町付近では、約6千5百年前以後、9世紀以前に少なくとも1回以上の活動があつたと考えられるとしている(P.319)。
産業技術総合研究所(2011)は、吾妻ほか(2004)のトレーンチ調査箇所の平野側に存在する崖地形(図中②)で実施した群列ボーリング調査及びピット調査の結果、最新活動時期は774AD-870AD以後(8~9世紀以後)であった可能性があるとしている(P.320)。
- 飯山町付近(図中③)で実施した露頭調査の結果、平野側に急傾斜した中川砂岩層を不整合に覆って、埴生累層が平野側へ緩く傾く構造が認められることから、中期更新世以降の活動が認められる(P.323)。
- 中川町付近(図中④)の沖積平野上に判読される緩やかな弧状を示す撓み状の地形面とほぼ直交する測線で群列ボーリング調査を実施した結果、撓み状の地形は完新統の扇状地性堆積物の分布を反映した地形の可能性が考えられる。一方、縄文海進時の砂層は、その分布形状が撓み状の地形の位置で同様の撓み状を示しており、断層活動を反映している可能性も考えられることから、縄文海進(約6000年前)以降の活動が否定できない(P.324~326)。
- 竹生野付近(図中⑤)で実施した露頭調査の結果、西側に傾斜した中川砂岩層が認められ、東側隆起の断層が伏在している可能性がある。傾斜した中川砂岩層を覆って埴生累層がほぼ水平に堆積しているが、本地点では中期更新世以降(埴生累層の堆積以降)の活動は明確に判断できない(P.327~329)。

【反射法地震探査】

- 下川ほか(2002)は、本江町で実施した反射法地震探査(図中⑥及び⑦)の結果、邑知平野南東縁では南東に傾斜する明瞭な反射面及びこの反射面に沿ったP波速度の逆転が見られ、当該反射面は南東側隆起の低角逆断層であることを示唆している。また、水野ほか(2003)が下川ほか(2002)のB測線とほぼ平行に実施した反射法地震探査(図中⑥)の結果、丘陵基部付近では30°程度の傾斜で南東に傾き下がる複数の反射面が認められ、下川ほか(2002)のB測線の再解析結果を併せて考えると、この南東傾斜の反射面の少なくとも一部は断層と推定されるとしている(P.330~332)。
- 国下町付近(図中⑧)で反射法地震探査を実施した結果、丘陵基部に断層が伏在している可能性がある。浅部の埴生累層等に相当する反射面は不明瞭であることから、中期更新世以降の活動は明確に判断できない(P.333)。
- 井田付近(図中⑨)で反射法地震探査を実施した結果、丘陵基部に断層が伏在している可能性がある。更新世の地層が確認されていないため、断層の更新世以降の活動時期については判断できない(P.334)。
- 杉野屋付近(図中⑩)において反射法地震探査を実施した結果、中川砂岩層及び杉野屋シルト岩層に相当する反射面は平野側に急傾斜する同斜構造を示しており、断層が伏在している可能性がある。平野下ではこの同斜構造を埴生累層に相当する反射面がほぼ水平に覆っているが、本地点では中期更新世以降の活動は明確に判断できない(P.335)。
- 荻市付近(図中⑪)において反射法地震探査を実施した結果、平野下では中川砂岩層及び中川砂岩層の上位で埴生累層の下位の更新統に撓曲状の構造が認められ、断層が伏在している可能性がある。埴生累層内部の反射面は下位層の西に傾斜した構造に対してアバットしていることから、埴生累層は下位の更新統の撓曲後に堆積したと考えられるが、埴生累層も緩く西側へ傾斜しており、中期更新世以降の活動は明確に判断できない(P.336, 337)。
- 敷浪付近(図中⑫)において反射法地震探査を実施した結果、中川砂岩層及び杉野屋シルト岩層に相当する反射面は平野側に急傾斜する同斜構造を示しており、断層が伏在している可能性がある。平野下ではこの同斜構造を埴生累層に相当する反射面がほぼ水平に覆っているが、本地点では中期更新世以降の活動は明確に判断できない(P.338)。

→石動山断層・古府断層は、文献調査、地質調査、反射法地震探査の結果、南東傾斜(約30°)の逆断層と推定される。

⇒石動山断層・古府断層は中期更新世以降の活動が明確に判断できない区間があるものの、石動山断層・古府断層全体を、走向がNE-SW方向、傾斜が南東傾斜(約30°)の逆断層と推定し、後期更新世以降の活動が否定できないと評価。



2.4.5(2-2) 石動山断層・古府断層の文献調査

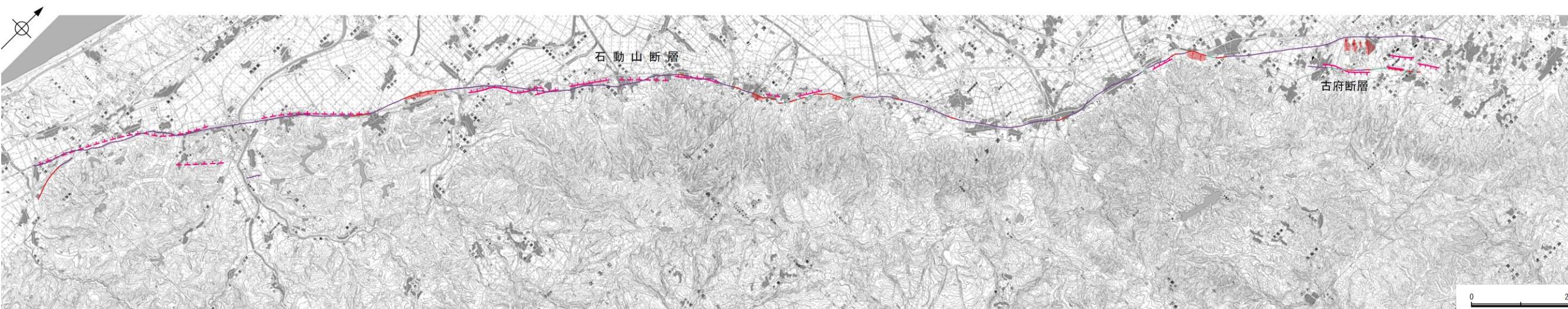
- 「新編 日本の活断層」(活断層研究会, 1991)は、石動山断層(確実度I, 北西側低下)を図示し、NE-SW走向、長さ17km、活動度B、南東側の扇状地L₁面※が3~13m隆起、段丘M₁面※が>30m隆起、M₁面構成層※が隆起と記載し、加えてL₁面構成層及び段丘M₁面が隆起と記載している。
また、古府断層(確実度I, 南東側低下)を図示し、NE-SW走向、長さ2km、活動度C、北西側の開析扇状地M₁面※が>10m隆起、北側のM₁面構成層が隆起と記載している。
- 「活断層詳細デジタルマップ[新編]」(今泉ほか, 2018)は、活断層研究会(1991)の石動山断層とほぼ同じ位置に、活撓曲を伴う北西側低下の活断層を図示し、邑知潟平野と宝達丘陵の明瞭な地形境界をなし、断層面が低角(約30度)で南東に傾斜すると記載している。
また、活断層研究会(1991)の古府断層とほぼ同じ位置に、北西向きの傾動を伴う南東側低下の活断層を図示している。なお、断層の諸元に関する記載はない。
- 「邑知潟断層帯の長期評価」(地震調査委員会, 2005a)は、石動山断層、古府断層、野寺断層、坪山一八野断層及び内高松付近の断層を邑知潟断層帯とし、全体の長さは約44kmで、ほぼ北東→南西方向に延び、断層の南東側が北西側に対して相対的に隆起する南東傾斜(約30°)の逆断層であると記載している。
- 「都市圏活断層図」(杉戸ほか, 2010; 堤ほか, 2010)は、地震調査委員会(2005a)の石動山断層、古府断層とほぼ同じ位置に活断層を図示している。
- 「活断層データベース」(産業技術総合研究所地質調査総合センター)は、石動山断層及び古府断層を合わせて石動山活動セグメントとして図示している。

※活断層研究会(1991)では扇状地L₁面を「3万年前」、段丘M₁面、M₁面構成層、開析扇状地M₁面を「12万年前」としている。



位置図

凡 例	
〔活断層研究会 (1991) 他〕	
---	活断層*
	推定活断層*
短線は縦ずれの低下側、矢印は横ずれの向きを示す。	
* 活断層研究会(1991)の他、太田ほか(1976)、加藤・杉山(1985)、日本第四紀学会(1987)、太田・国土地理院地理調査部(1997)及び小池・町田(2001)による。	
〔今泉ほか (2018)〕	
—	活断層
—	活断層(位置不確か(人工改変・侵食崖))
—	活断層(位置不確か(延長部に崖あり))
—	活断層(断層崖)
—	活撓曲
↑	傾動
—/—	活断層(横ずれ)
→	は断層のずれの向き、↓は河谷(水系)の屈曲を示す。
—	推定活断層
—	推定活断層(断層崖)
—/—	推定活断層(横ずれ)
→	は断層のずれの向き、↓は河谷(水系)の屈曲を示す。



位置図

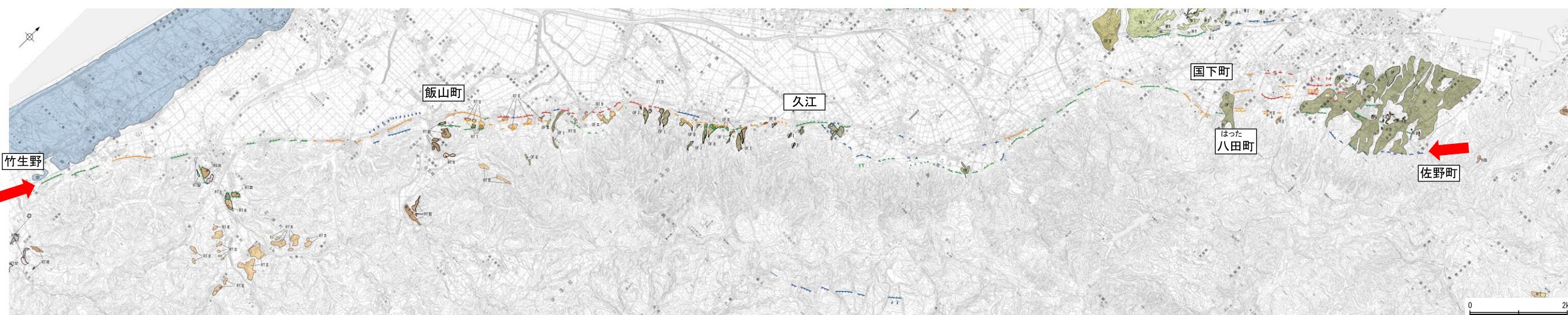
2.4.5(2-3) 石動山断層・古府断層の地形調査

○活断層研究会(1991)に図示された石動山断層・古府断層付近にリニアメント・変動地形が断続的に判読される。宝達志水町竹生野から羽咋市飯山町南方までの約8km区間には、直線的な崖地形等からなるBランク～Dランク、羽咋市飯山町から中能登町久江までの約8km区間には、平野を向いた山脚末端の急崖、古期扇状地末端の低崖及び山側を向いた逆向きの低崖等からなるAランク～Dランク、中能登町久江から七尾市八田町付近では、断続的な崖地形等からなるBランク～Dランク、七尾市国下町から同市佐野町付近では、断続的な崖地形、急崖、逆向き崖等が雁行ないし並行に分布するAランク～Dランクのリニアメント・変動地形である。



位置図

凡 例	
[段丘面]	
H III	高位段丘Ⅲ面
H II	高位段丘Ⅱ面
H I	高位段丘Ⅰ面
M I	中位段丘Ⅰ面
O F	古期扇状地面
O F I	古期扇状地Ⅰ面
O F II	古期扇状地Ⅱ面
O F III	古期扇状地Ⅲ面
O F IV	河成段丘Ⅳ面
SD	砂丘
R T I	河成段丘Ⅰ面
R T II	河成段丘Ⅱ面
R T III	河成段丘Ⅲ面
R T IV	河成段丘Ⅳ面
[リニアメント・変動地形]	
—↑	L A (変動地形である可能性が高い)
—↓	L B (変動地形である可能性がある)
—→	L C (変動地形である可能性が低い)
—←	L D (変動地形である可能性は非常に低い)
↑	ケバは低下側を示す。
↓	△は地形面の傾斜の向きを示す。



リニアメント・変動地形分布図

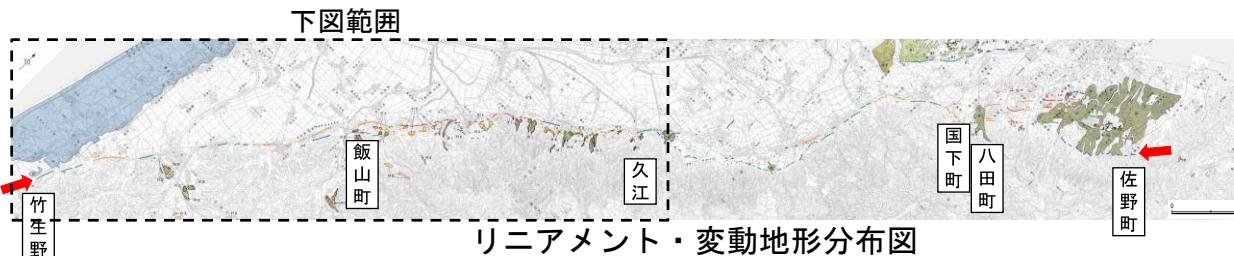


赤色立体地図（航空レーザ計測データにより作成）

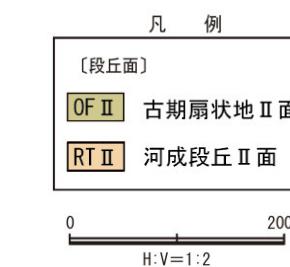
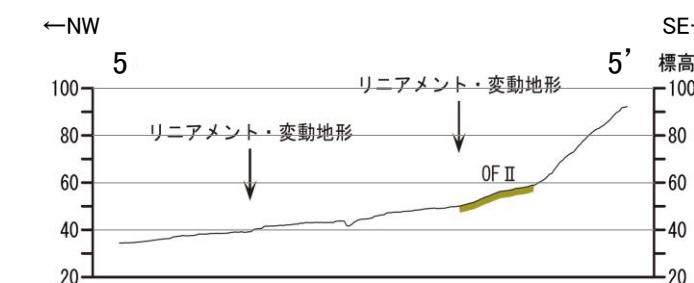
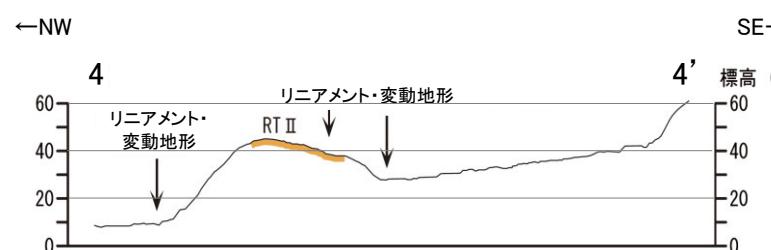
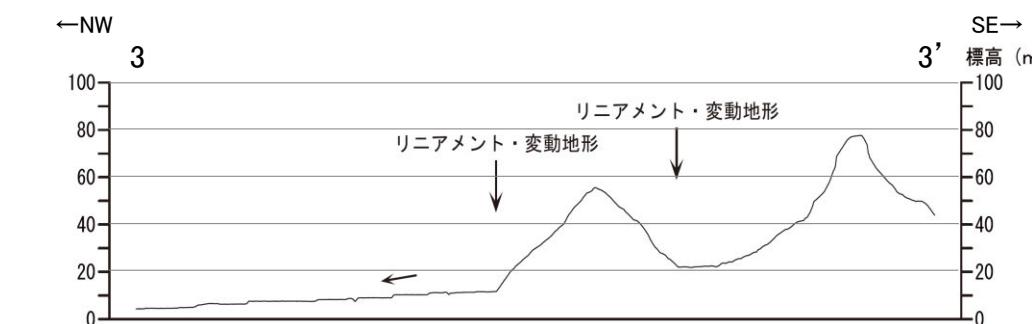
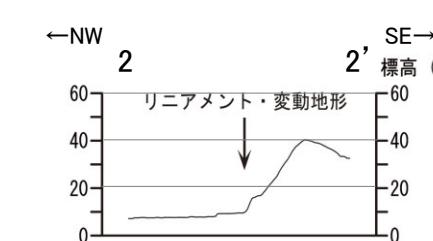
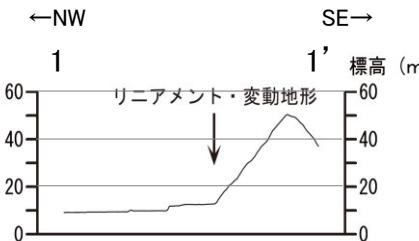
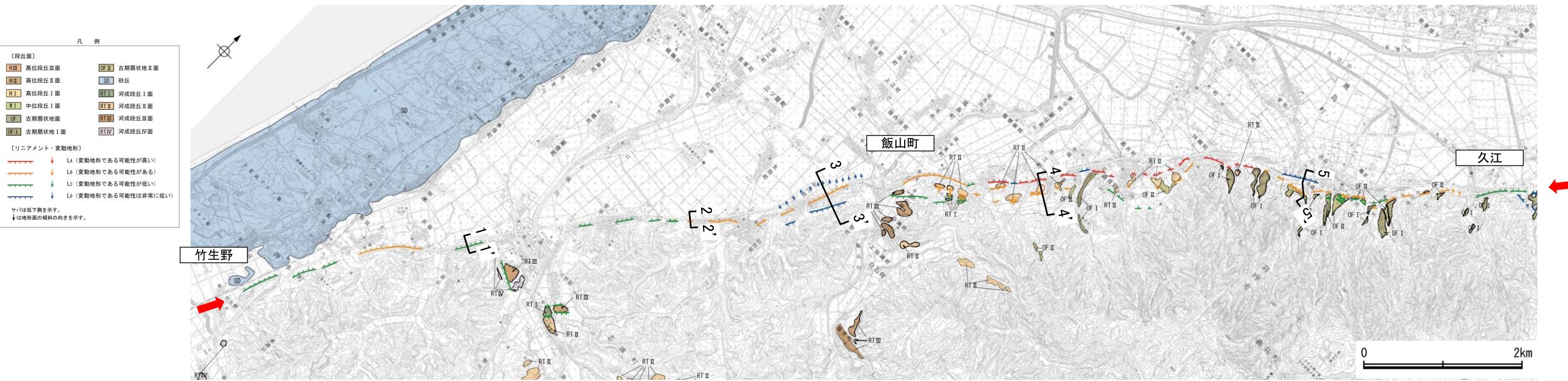


石動山断層・古府断層

【地形断面図(南西側)】



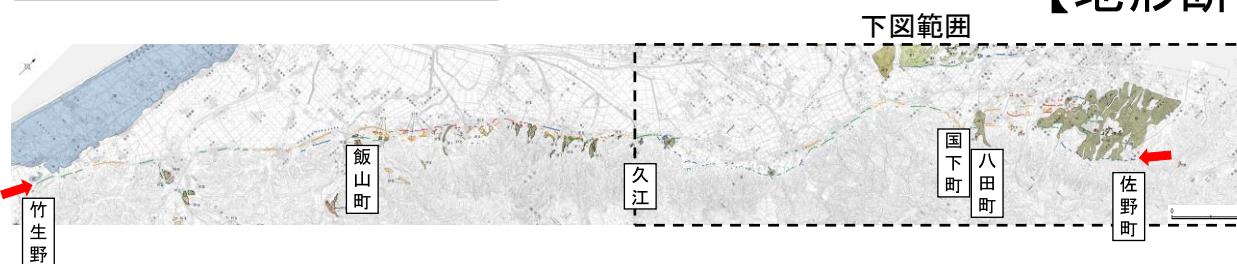
➡➡ リニアメント・変動地形



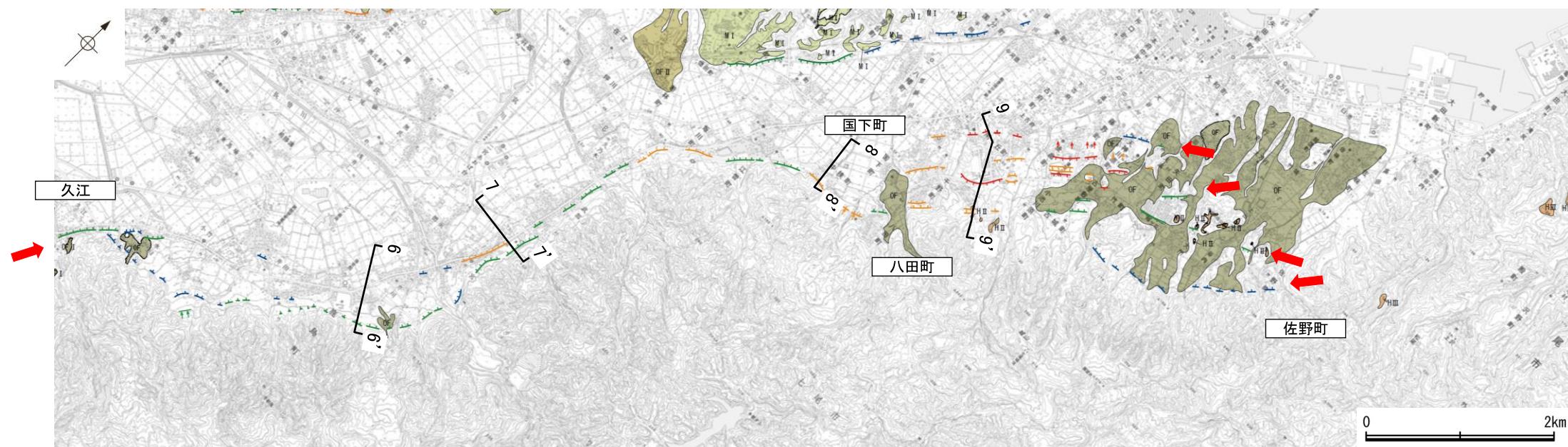
地形断面図

石動山断層・古府断層

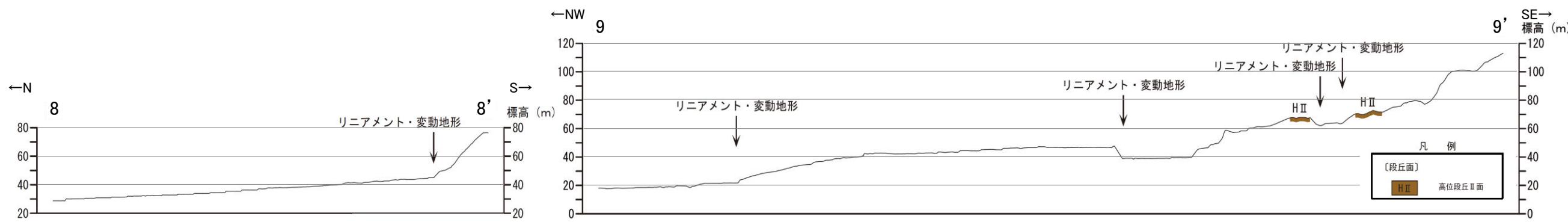
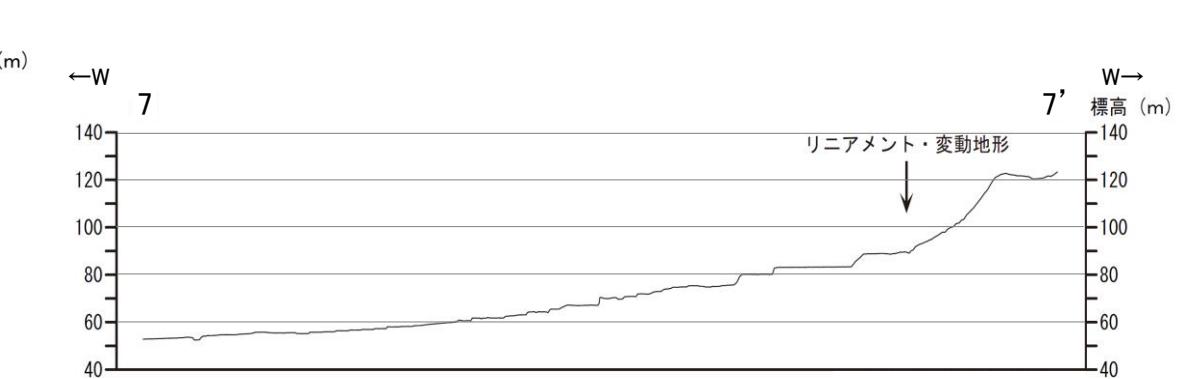
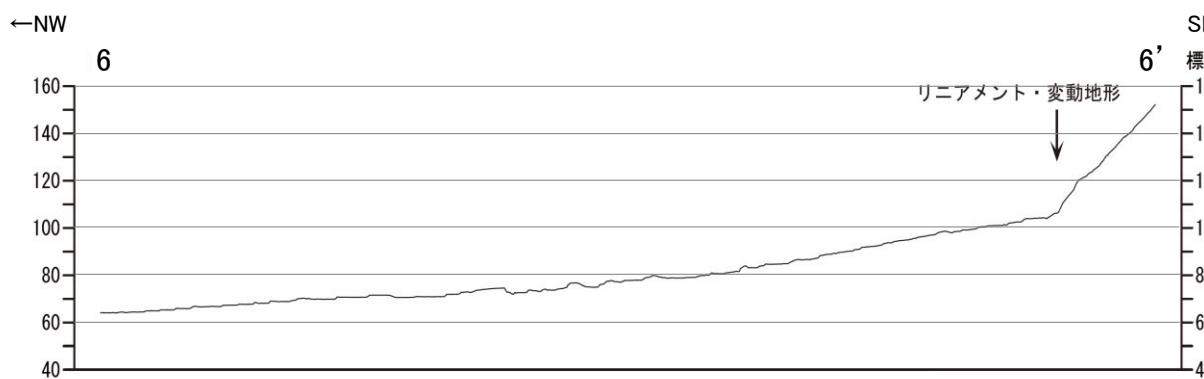
【地形断面図(北東側)】



リニアメント・変動地形



リニアメント・変動地形分布図（北東側）



地形断面図

H:V=1:2

石動山断層・古府断層

【石動山断層・古府断層周辺の地形の特徴】

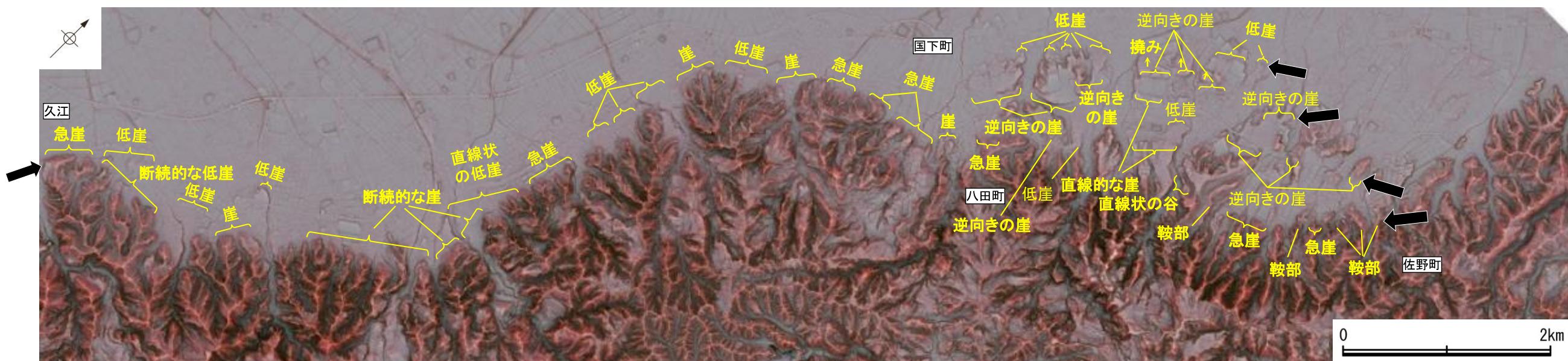
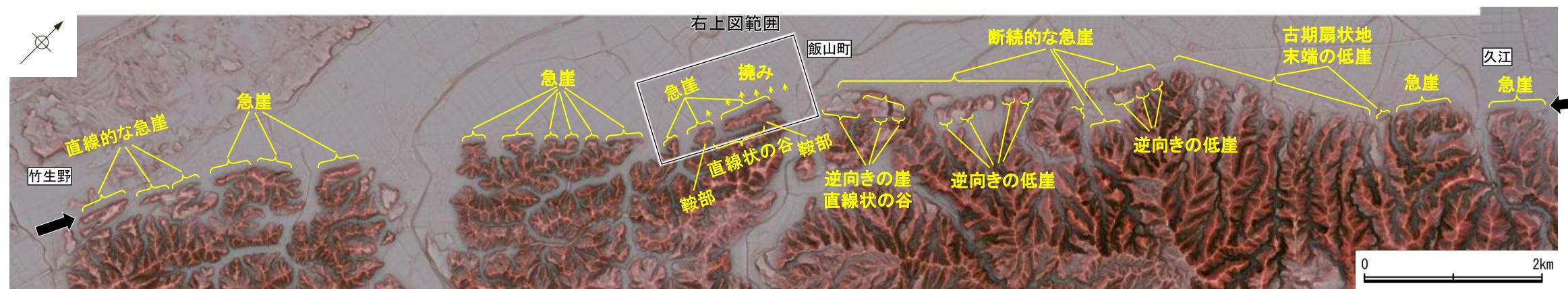
○空中写真判読及び航空レーザ計測データによれば、宝達志水町竹生野から羽咋市飯山町南方の区間には直線的な崖地形が、羽咋市飯山町から中能登町久江までの区間には平野を向いた山脚末端の急崖、古期扇状地末端の低崖及び山側を向いた逆向きの低崖等が、中能登町久江から七尾市八田町付近では断続的な崖地形等が、七尾市国下町から同市佐野町付近では断続的な崖地形、急崖、逆向き崖等が認められ、大局的に南東側隆起が推定される。



→ → リニアメント・変動地形
→ ← リニアメント・変動地形



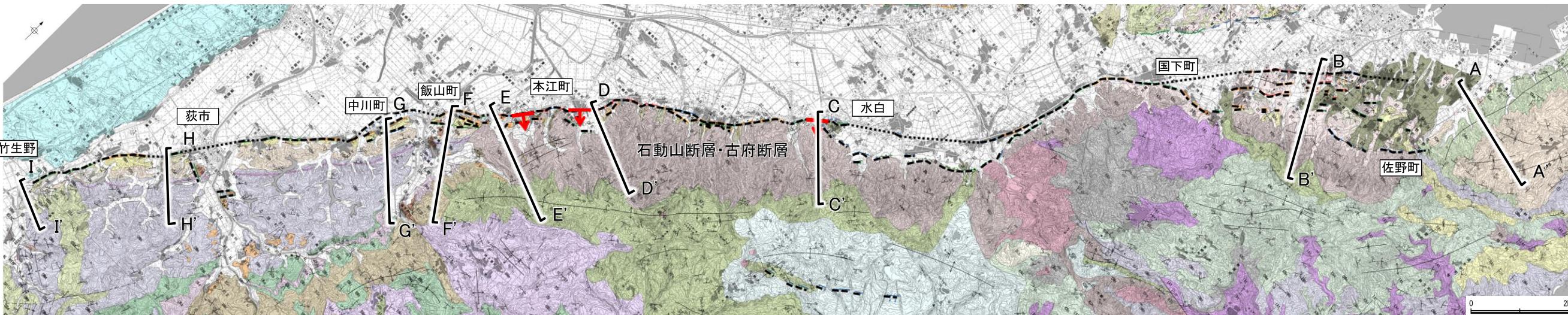
飯山町付近の旧地形図



リニアメント・変動地形の地形要素

2.4.5(2-4) 石動山断層・古府断層の地質調査

○リニアメント・変動地形周辺には、先第三系の花崗岩、岩稲階の熊淵火山岩類、黒瀬谷階の高畠礫岩層、懸札砂岩層、石動山礫岩層、東別所階の新宮砂礫岩層、赤浦砂岩層、音川階の聖川泥岩層、小久米砂岩層、氷見階の杉野屋シルト岩層、中川砂岩層、埴生階の埴生累層、中部更新統の高階層、中部・上部更新統の河成段丘堆積層、上部更新統の古期扇状地堆積層、上部更新統～完新統の沖積層が分布する。



地質図(邑知潟南縁断層帯北部)

凡例

〔リニアメント・変動地形〕	
---	LA (変動地形である可能性が高い)
—	LB (変動地形である可能性がある)
—	LC (変動地形である可能性が低い)
—	LD (変動地形である可能性は非常に低い)

↑は低下側を示す。
↓は地形面傾斜の向きを示す。

断層位置

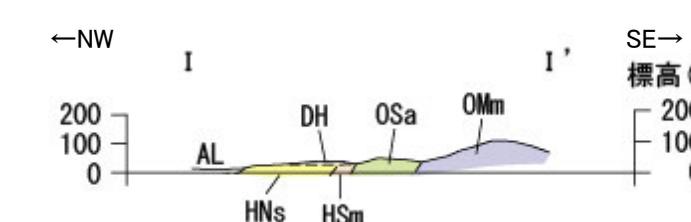
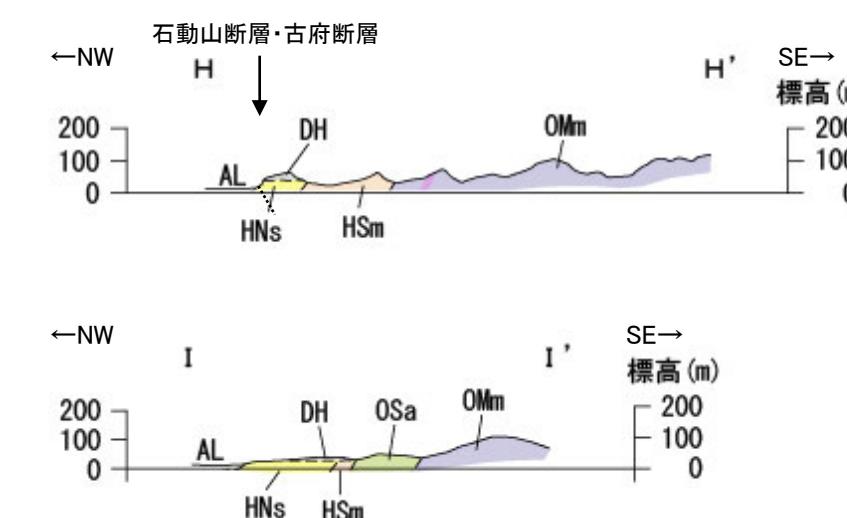
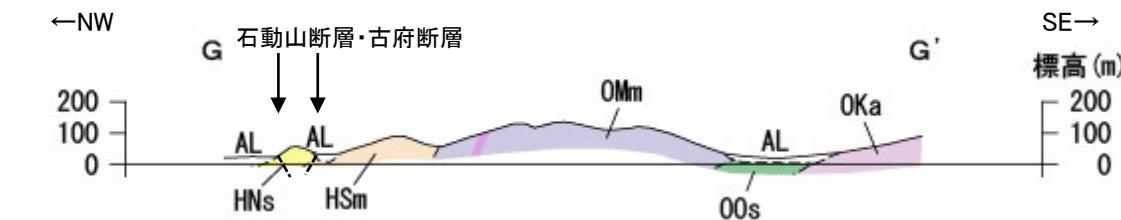
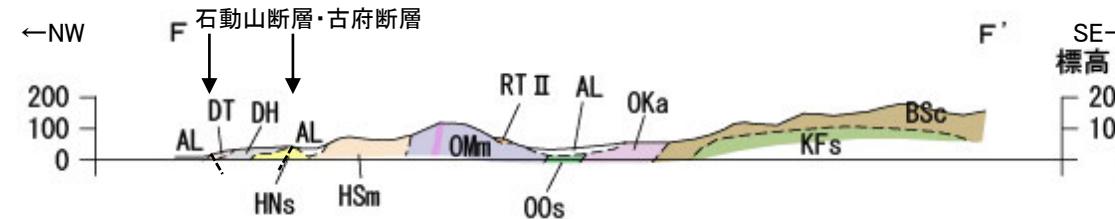
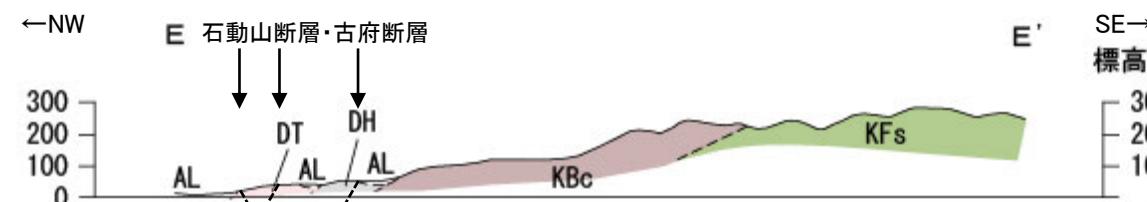
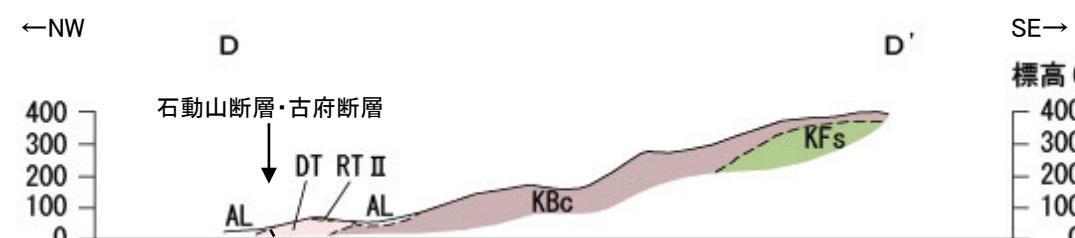
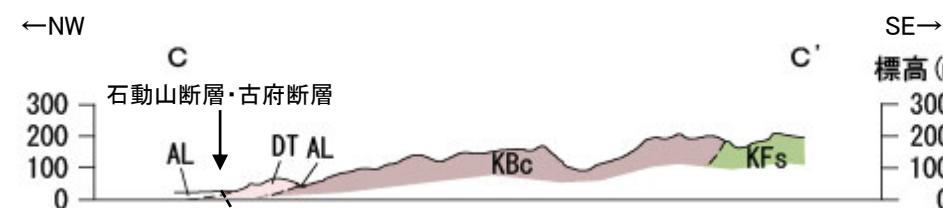
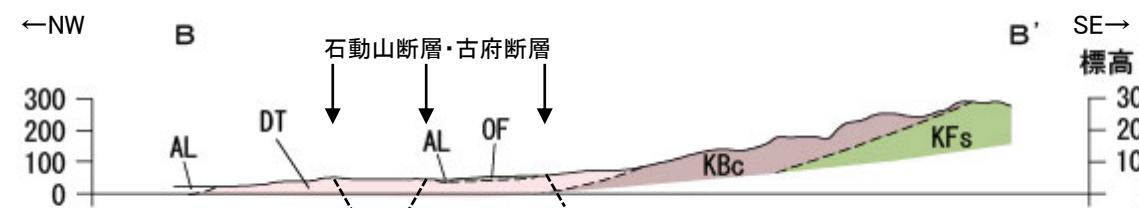
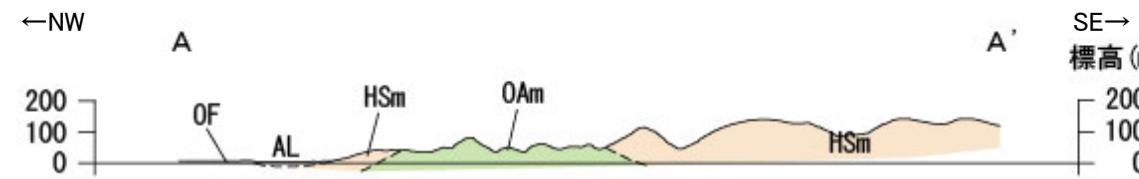
推定区間

断層確認位置

〔地質〕		地層・岩石名
地質時代	敷地周辺の層序	
完新世		SD 砂丘砂層 AL 沖積層
第4更新紀		RTIV 河成段丘IV面堆積層 RTIII 河成段丘III面堆積層 OFII 古期扇状地 II面堆積層 RTII 河成段丘 II面堆積層 OFI 古期扇状地 I面堆積層 MI 中位段丘 I面堆積層 OF 古期扇状地堆積層 DT 高階層
埴生階		DH 壱生累層
水見階		HNs 中川砂岩層 HSm 崎山シルト岩層・杉野屋シルト岩層
鮮新世		OAm 二穴シルト岩層 OSa 敷波互層 OMm 虫崎泥岩層・聖川泥岩層 (■は挟在する軽石質凝灰岩層) OKa 葛葉互層 OSs 七尾石灰質砂岩層 (非石灰質部) OLs 七尾石灰質砂岩層 (石灰質部)
中新第3紀		BAs 赤浦砂岩層 BMs 三尾砂岩層 BSc 新宮砂礫岩層 BNm 中波泥岩層
紀世		KGc 百海礫岩層 Kbc 高畠礫岩層 KUm 国見泥岩層 Kfs 懸札砂岩層 KNs 多根互層 Ktc 石動山礫岩層 KKc コロサ礫岩層
岩福階		IAt 熊淵火山岩類 安山岩質火碎岩 (凝灰角礫岩)
先第三紀		Grn 花崗岩・片麻岩

石動山断層・古府断層

【地質断面図】



地質時代		敷地周辺の層序	地層・岩石名
完新世	第		
四 紀	更 新		
地 層	世		
堆 生			AL 沖積層
階			OF 古期扇状地堆積層
水 見			RT II 河成段丘 II 面堆積層
階			DT 高階層
鮮 新 世			DH 埼生累層
音 川			HNs 中川砂岩層
中 新 世			HSm 崎山シルト岩層・杉野屋シルト岩層
三 世			OAm 二穴シルト岩層
紀			OMm 聖川泥岩層 (■は挟在する軽石質凝灰岩層)
東 別 所 階			OSa 敷波瓦層
黒 瀬 谷 階			00s 小久米砂岩層
			OKa 葛葉互層
			BSc 新宮砂礫岩層
			KBc 高畠砾岩層
			KFs 懸札砂岩層

----- 断層位置
推定区間

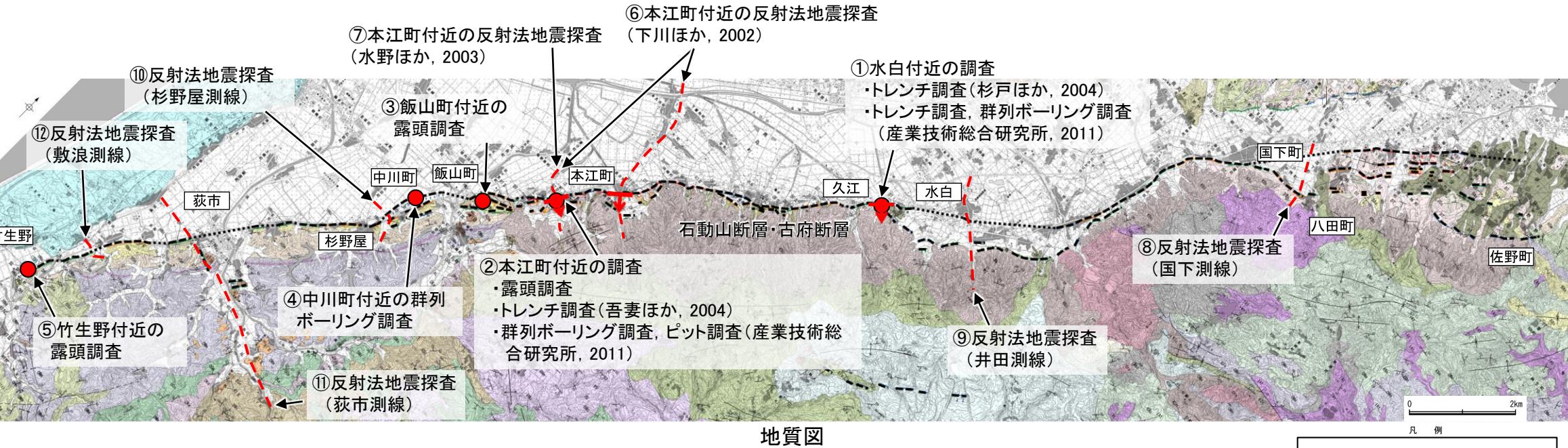
0 1km

2.4.5(2-5) 石動山断層・古府断層の活動性 —調査結果—

- 石動山断層・古府断層沿いでは、杉戸ほか(2004)、吾妻ほか(2004)などによって、トレーニング調査や反射法地震探査などの調査が行われている。
- 上記に加え、当社でも石動山断層・古府断層沿いで、群列ボーリング調査や反射法地震探査などの調査を実施した。
- これらの調査結果から、石動山断層・古府断層は中期更新世以降の活動が明確に判断できない区間があるものの、石動山断層・古府断層全体を後期更新世以降の活動が否定できないと評価した。



位置図



地質図

内容	位置	調査結果	活動性評価	参照頁
⑧ 反射法地震探査	国下測線	高畠礫岩層等の新第三紀層に相当する反射面は、丘陵から平野下に向かって急傾斜で沈み込んでおり、丘陵基部に断層が伏在している可能性がある。浅部の埴生累層等に相当する反射面は、その丘陵基部付近において不明瞭である。	中期更新世以降の活動は明確に判断できない。	P.333
⑨ 反射法地震探査	井田測線	基盤岩の上面及びその上位の高畠礫岩層等の新第三紀層に相当する反射面は不明瞭であり、丘陵基部の反射面の連続性が追跡できない区間において、断層が伏在している可能性がある。更新世の地層は確認されていない。	断層の更新世以降の活動時期については判断できない。	P.334
① トレンチ調査(杉戸ほか, 2004) トレンチ調査、群列ボーリング調査(産業技術総合研究所, 2011)	水白付近	断層は、Unit II(約3千2百~2千9百年前以後に堆積した地層)に変位・変形を与えている。	最新活動は約3千2百年前以後と推定される。	P.314~316
		J層を切る断層が認められたが、J層の年代はAMS法による年代測定の限界を超えていたため、具体的な活動時期を特定することはできない。		
② 露頭調査 トレンチ調査(吾妻ほか, 2004) 群列ボーリング調査、ピット調査(産業技術総合研究所, 2011)	本江町付近	埴生累層、高階層の変形や中位段丘面相当の地形面の逆傾斜が認められる。	最新活動は8~9世紀以後であった可能性がある。	P.317, 318
		断層はUnit IV(約6千5百~6千4百年前)を切り、Unit II(8~9世紀)に覆われている。		P.319, 320
		最新活動はC層堆積以後に発生し、その時期は774AD~870AD以後(8~9世紀以後)であった可能性がある。ただし、本調査では断層面を直接確認していないため、イベント認定の確実性はやや低い。		P.330~332
⑥ 反射法地震探査(下川ほか, 2002)		南東側(石動山地側)隆起の低角逆断層であることを示唆する反射面が認められる。		
⑦ 反射法地震探査(水野ほか, 2003)		丘陵基部付近では、30°程度で南東傾斜を示す逆断層が推定される。		
③ 露頭調査	飯山町付近	平野側に急傾斜した中川砂岩層を不整合に覆って、埴生累層が平野側へ緩く傾く構造が認められる。	中期更新世以降の活動が認められる。	P.323
④ 群列ボーリング調査	中川町付近	沖積平野上に判読される緩やかな弧状を示す撓み状の地形の位置で、縄文海進時の砂層は同様の撓み状を示している。	縄文海進(約6000年前)以降の活動が否定できない。	P.324~326
⑩ 反射法地震探査	杉野屋測線	中川砂岩層等に相当する反射面は平野側に急傾斜し、断層が伏在している可能性がある。急傾斜する反射面を、埴生累層に相当する反射面がほぼ水平に覆っている。	中期更新世以降の活動は明確に判断できない。	P.335
⑪ 反射法地震探査	荻市測線	中川砂岩層及び中川砂岩層の上位で埴生累層の下位の更新統に撓曲状の構造が認められ、断層が伏在している可能性がある。埴生累層も西側へ緩く傾斜している。	中期更新世以降の活動は明確に判断できない。	P.336, 337
⑫ 反射法地震探査	敷浪測線	中川砂岩層等に相当する反射面は丘陵基部で平野側に急傾斜し、断層が伏在している可能性がある。急傾斜する反射面を、埴生累層に相当する反射面がほぼ水平に覆っている。	中期更新世以降の活動は明確に判断できない。	P.338
⑤ 露頭調査	竹生野付近	西側に傾斜した中川砂岩層が認められ、東側隆起の断層が伏在している可能性がある。傾斜した中川砂岩層を覆って埴生累層がほぼ水平に堆積している。	中期更新世以降の活動は明確に判断できない。	P.327~329

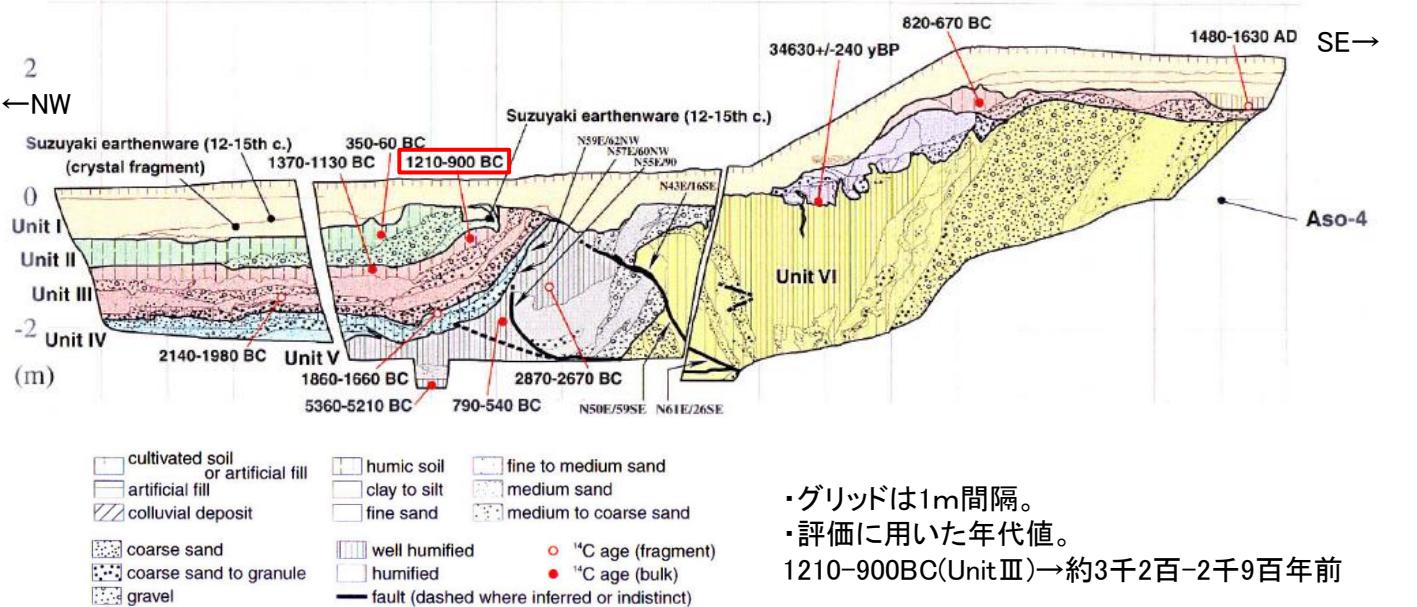
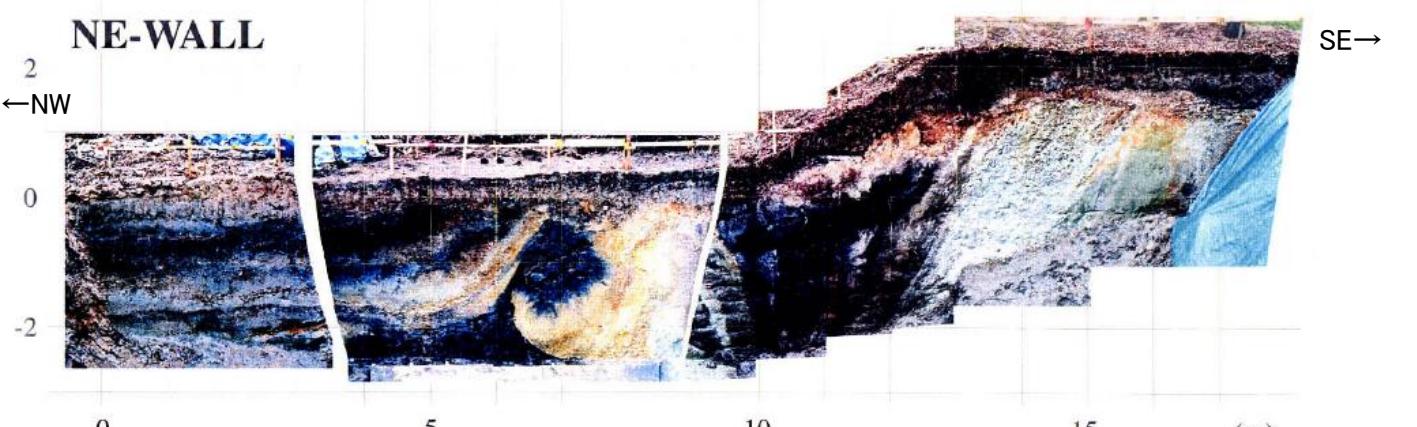
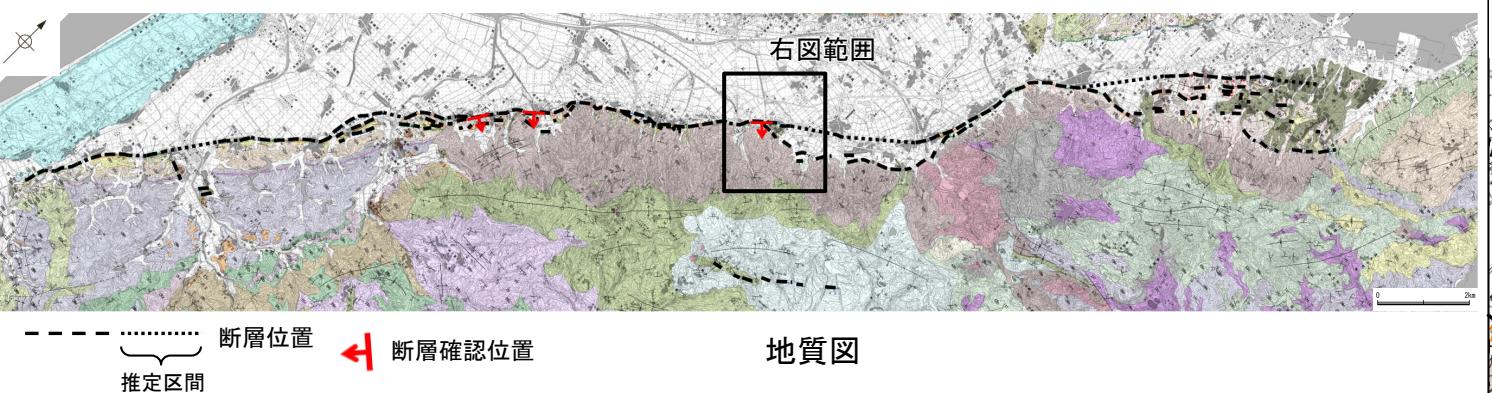
[リニアメント・変動地形]	
---	LA (変動地形である可能性が高い)
---	LB (変動地形である可能性がある)
---	LC (変動地形である可能性が低い)
---	LD (変動地形である可能性は非常に低い)
ケバは低下側を示す。 △は地形面傾斜の向きを示す。	

[地質]	
地質時代	地層・岩石名
完新世	SD 砂丘層 AL 沖積層
第四紀	RTIV 河成段丘IV面堆積層 RTIII 河成段丘III面堆積層 RTII 河成段丘II面堆積層 M1 中位段丘I面堆積層 DT 高階層
埴生階	DH 塩生累層
水見階	HNs 中川砂岩層 HSm 岐阜シルト岩層・杉野屋シルト岩層
鮮新世	OAm 二穴シルト岩層 OsA 細波互層 OMn 虫崎泥岩層・聖川泥岩層 (はづきする軽石質凝灰岩層)
音川階	OKa 菊葉互層 OSs 七尾石灰質砂岩層 (非石灰質部) OLs 七尾石灰質砂岩層 (石灰質部)
新中第3紀	BAs 赤浦砂岩層 BSs 新宮砂砾岩層 KGo 百海疊岩層 KbC 高畠疊岩層 KfS 懸札砂岩層 KtC 石動山疊岩層 IAt 熊野火山岩類 安山岩質火砕岩 (凝灰角礫岩)
東別所階	BMs 三尾砂岩層 BNm 中波泥岩層
黒瀬谷階	KUm 国見泥岩層 KNs 多根互層 KtC 石動山疊岩層 KkO コロサ疊岩層
岩福階	
先第三紀	Grs 花崗岩・片麻岩

2.4.5(2-5) 石動山断層・古府断層の活動性 —①水白付近のトレンチ調査(杉戸ほか, 2004) —

○杉戸ほか(2004)は水白付近において、低断層崖の基部でトレンチ調査(掘削後、スケッチ作成前に壁面が崩壊したため、奥に掘り込んでスケッチを作成)を実施しており、地震調査委員会(2005a)は以下のように評価している。

- ・崩壊前のトレンチ北東側壁面では、Unit II下部の砂礫層が断層に向かって緩やかに傾斜を増し、また、その基底は断層付近で引きずられるように直立ないし逆転しているように見え、この構造はUnit Iにほぼ水平に覆われることから、Unit II下部堆積後、Unit I堆積前に最新活動が生じたと推定される。
- ・Unit II下部の堆積時期を直接示す年代は得られていないものの、その下位のUnit IIIからは約3千2百-2千9百年前の¹⁴C年代値が得られている。
- ・以上のことから、水白付近での最新活動は約3千2百年前以後と推定される。



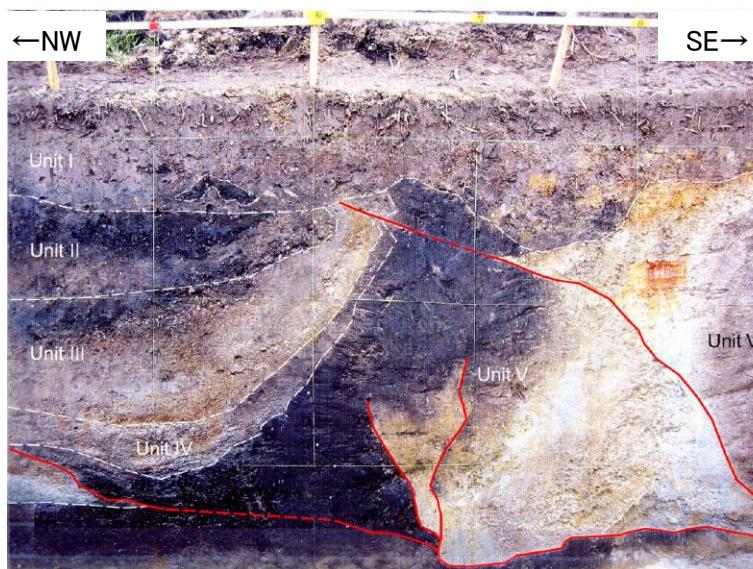
水白付近トレンチ北東壁面写真及びスケッチ(崩壊後)(杉戸ほか(2004)に一部加筆)



凡例
〔リニアメント・変動地形〕
LA (変動地形である可能性が高い)
LB (変動地形である可能性がある)
LC (変動地形である可能性が低い)
LD (変動地形である可能性は非常に低い)
↑は低下側を示す。
↓は地形面傾斜の向きを示す。

〔地質〕	
地質時代	地層・岩石名
新第三紀	SD 砂丘砂層 AL 沖積層
第四紀	RTIV 河成段丘IV面堆積層 RTIII 河成段丘III面堆積層 RTII 河成段丘II面堆積層 RTI 河成段丘I面堆積層 MI 中位段丘I面堆積層 DT 高階層
新第四紀	DH 塗生累層
鮮新世	HNs 中川砂岩層 HSn 島山シルト岩層・杉野屋シルト岩層
新世	DAm 二穴シルト岩層 DAs 敷波瓦層 OMn 虫崎泥岩層・聖川泥岩層(は挟在する輕石質凝灰岩層) OKa 萩葉瓦層 OSs 七尾石灰質砂岩層(非石灰質部) OLs 七尾石灰質砂岩層(石灰質部)
中新世	BAs 赤浦砂岩層 BSc 新宮砂礫岩層 KGe 百海疊岩層 KBo 高畠疊岩層 KFs 懸札砂岩層 KTo 石動山疊岩層
第三紀	BMs 三尾砂岩層 BNn 中波泥岩層 KUm 国見泥岩層 KNs 多根瓦層 KGc コロサ疊岩層
先第三紀	IAt 熊淵火山岩類 安山岩質火碎岩(凝灰角砾岩) Grn 花崗岩・片麻岩

調査位置図



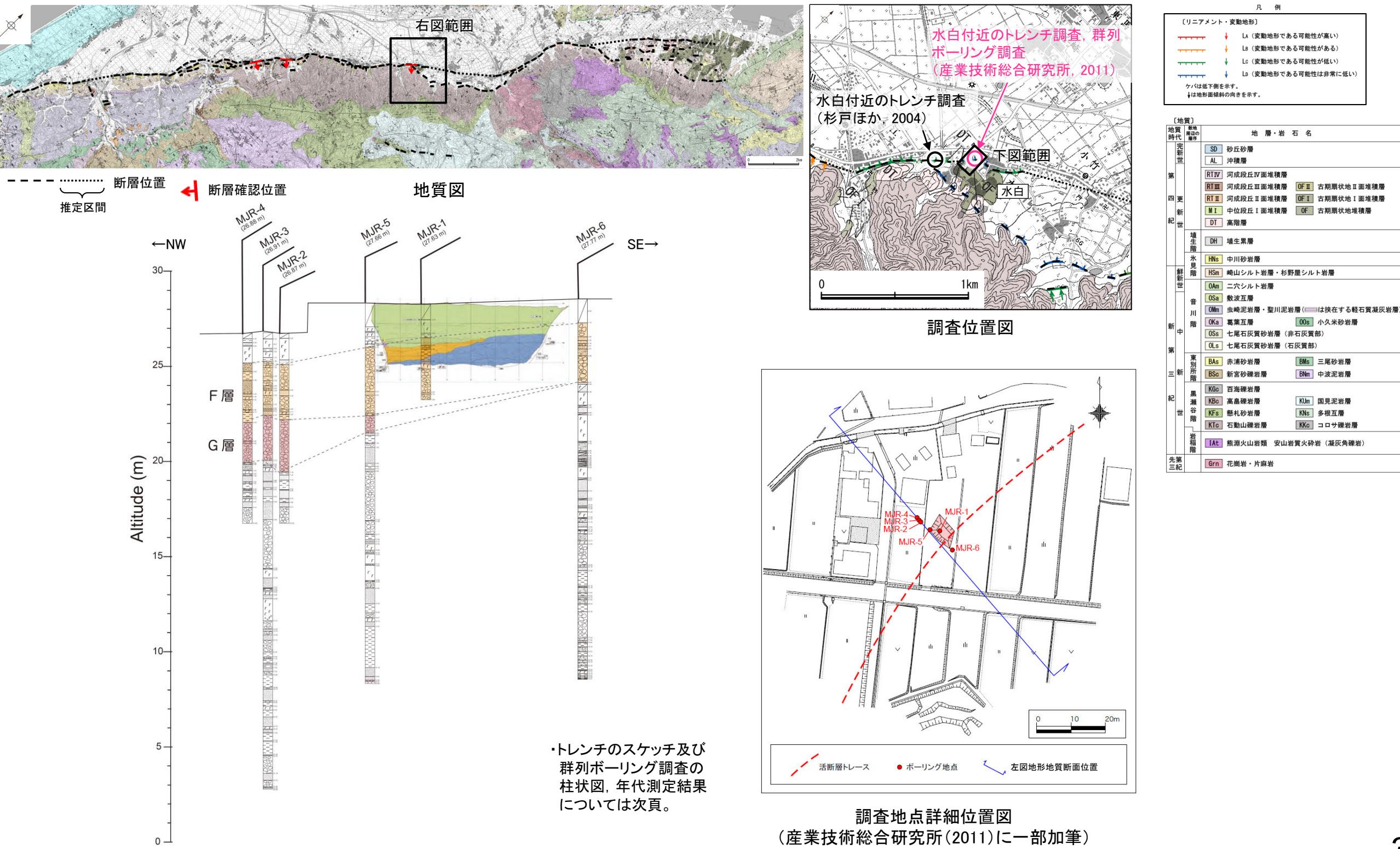
- ・グリッドは1m間隔。
- ・北東壁面の距離4.0-8.8m程度(横方向)の区間に相当する。

水白付近トレンチ北東壁面写真(崩壊前)(杉戸ほか, 2004)

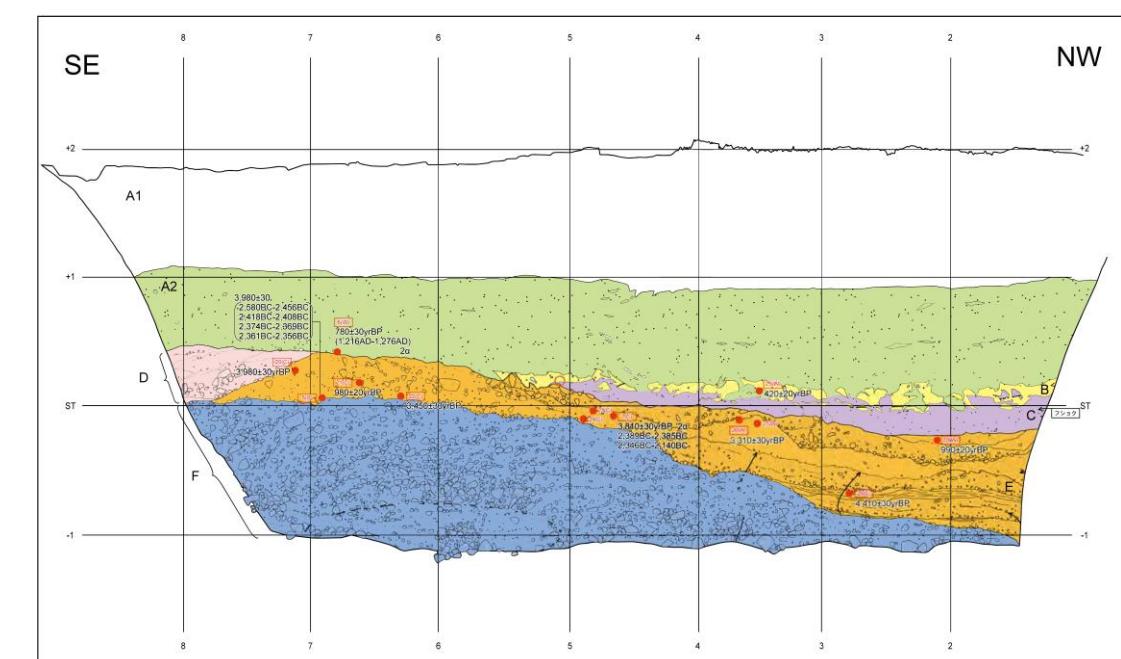
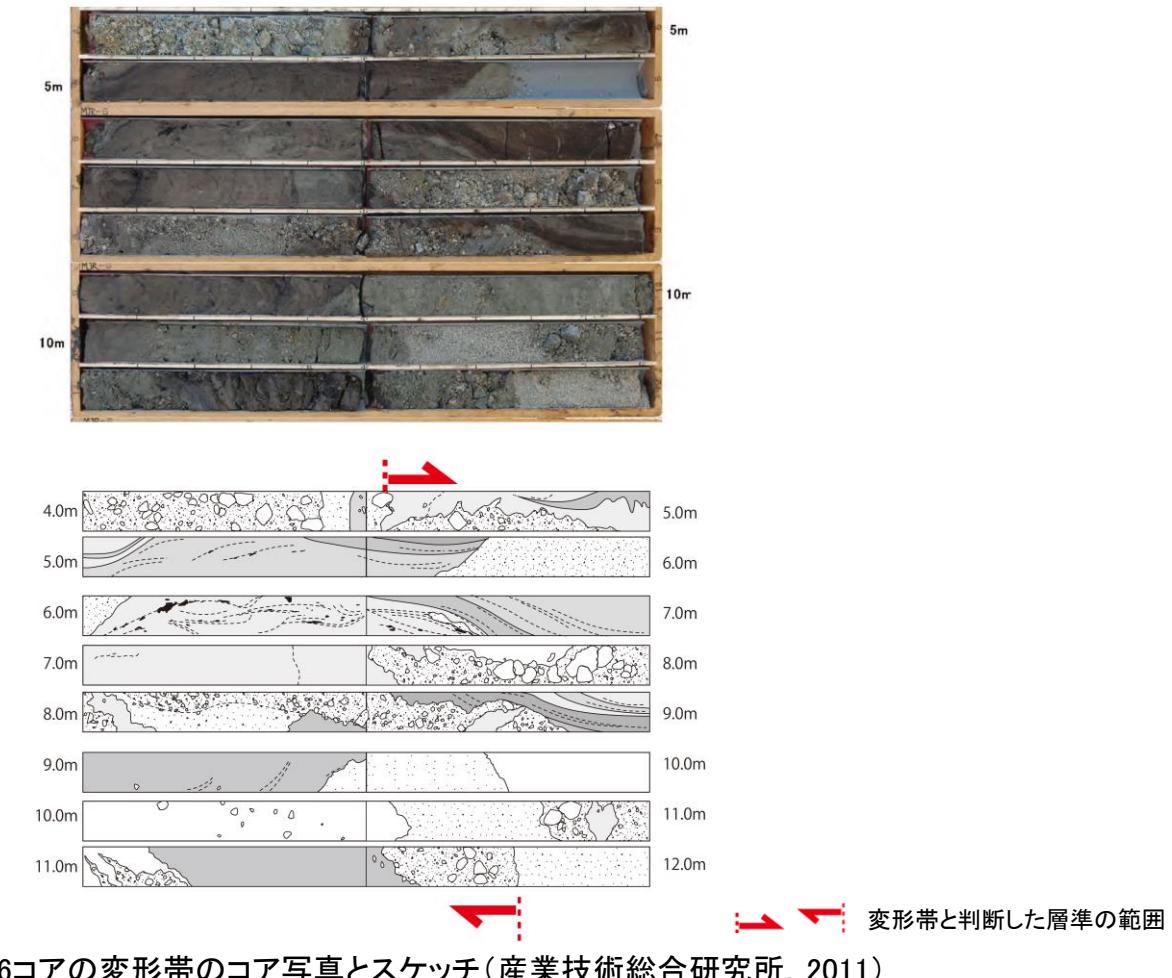
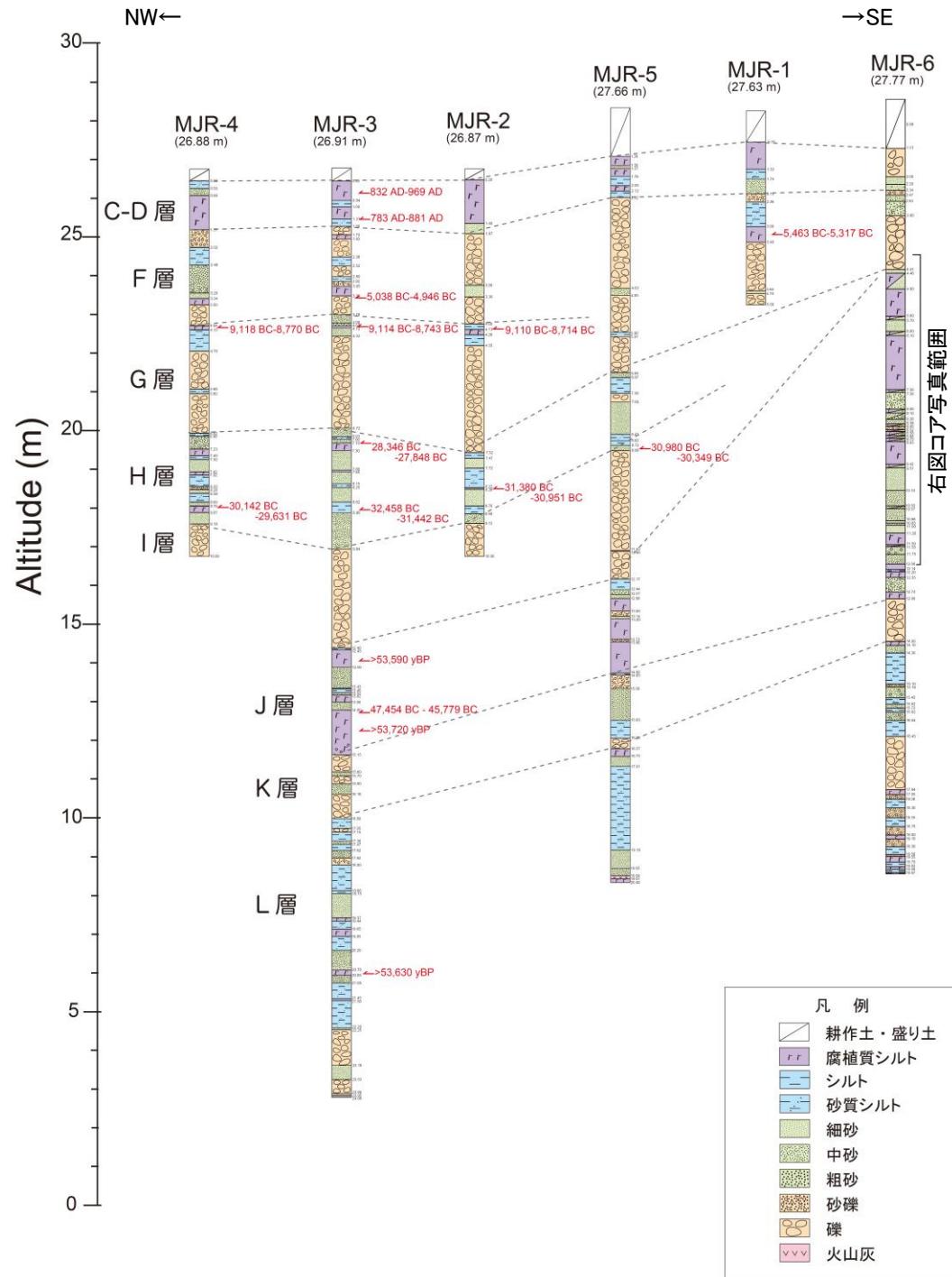
2.4.5(2-5) 石動山断層・古府断層の活動性 ①水白付近のトレーニング調査、群列ボーリング調査(産業技術総合研究所、2011)

○産業技術総合研究所(2011)は水白付近において、谷底低地に認められる撓曲帯の基部でトレーニング調査及び群列ボーリング調査を実施しており、以下のように評価している。

- ・群列ボーリング調査のMJR-6のコアでは、J層の腐植質シルト(深度4.5-12m付近)に急傾斜した地層境界や地層が引き延ばされた構造が観察された(次頁)。MJR-6ではJ層の層厚がMJR-3, MJR-5の倍以上となっており、MJR-6では断層構造によりJ層が繰り返し現れていると考えられる(次頁)。
- ・この断層構造の存在を考慮すると、トレーニングで観察されたF層の西への傾き下がりや群列ボーリング調査の結果から読みとれるG層下限の急な勾配は、断層活動と関係した撓曲変形である可能性もある(左下図)。
- ・群列ボーリング調査によりJ層を切る断層が認められたが、J層の年代(次頁)はAMS法による年代測定の限界を超えていたため、具体的な活動時期を特定することはできない。

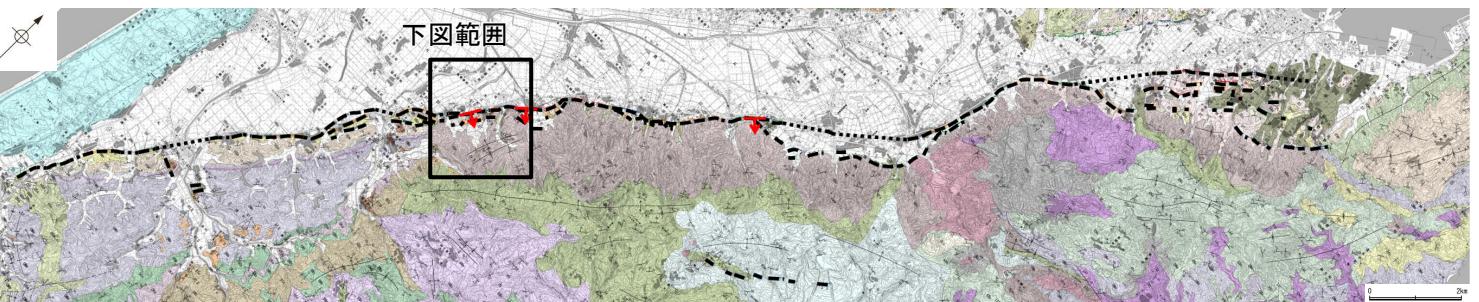


【群列ボーリングコア写真、柱状図、年代測定結果及びトレンチのスケッチ(産業技術総合研究所、2011)】

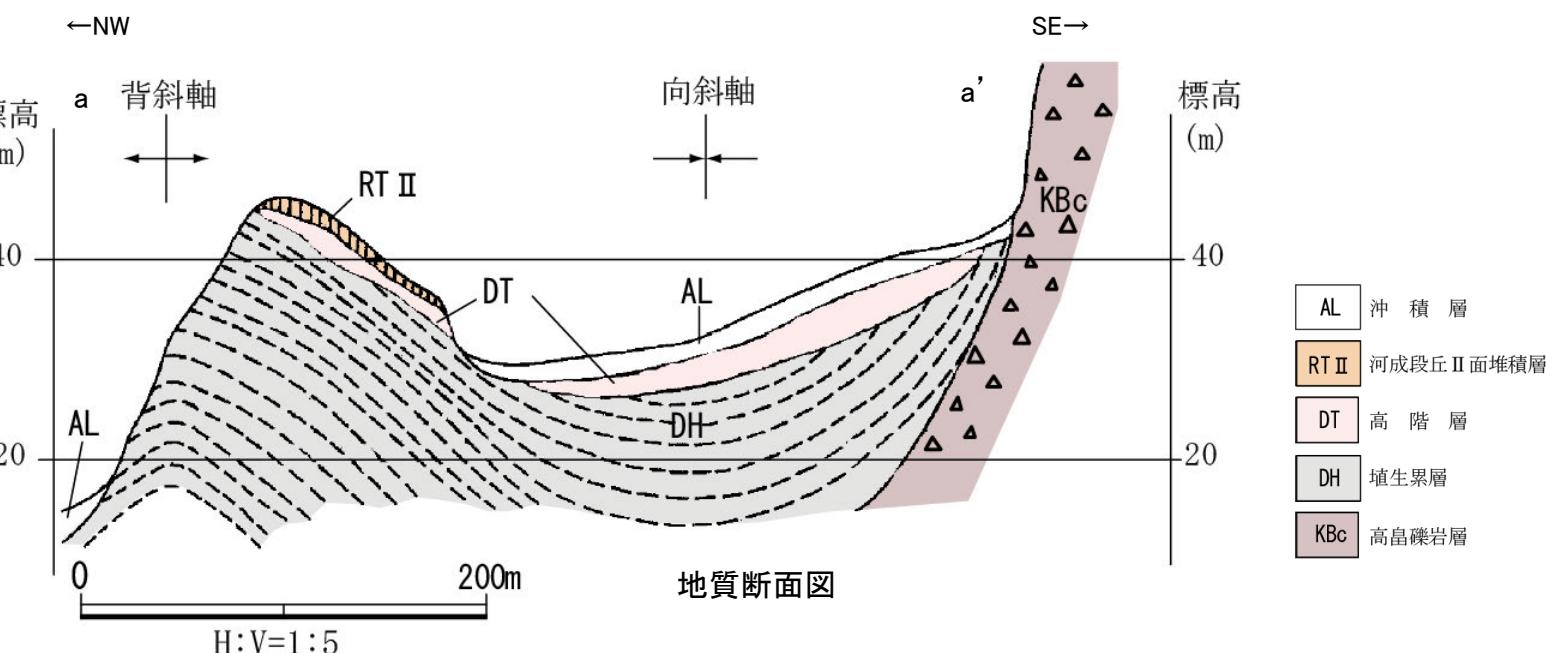
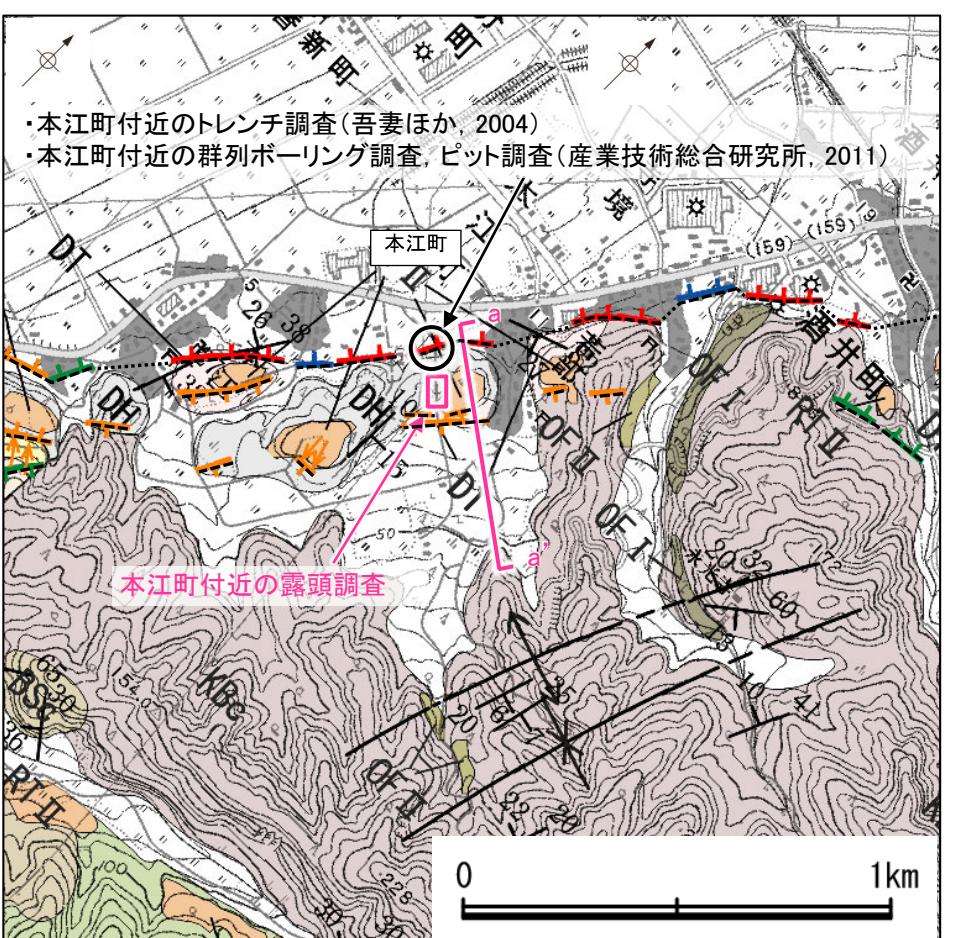


2.4.5(2-5) 石動山断層・古府断層の活動性 —②本江町付近の露頭調査—

- 本江町付近では、埴生累層は小規模な背斜を示して分布しており、これらの小背斜の軸の方向が、山麓線の方向にほぼ一致しNE-SW方向を示している(下図)。
- 露頭調査の結果、山側へ傾斜する埴生累層を不整合に覆って高階層が分布しており、露頭の平野側では、埴生累層は緩く平野側へ傾いている(次頁)。
- また、地形面は緩く山側へ傾き、その表層には中位段丘面と同程度の色調を有する土壤が認められる(次頁)。
- 埴生累層、高階層の変形や中位段丘面相当の地形面の逆傾斜は、石動山地側の相対的隆起により形成されたと推定される。

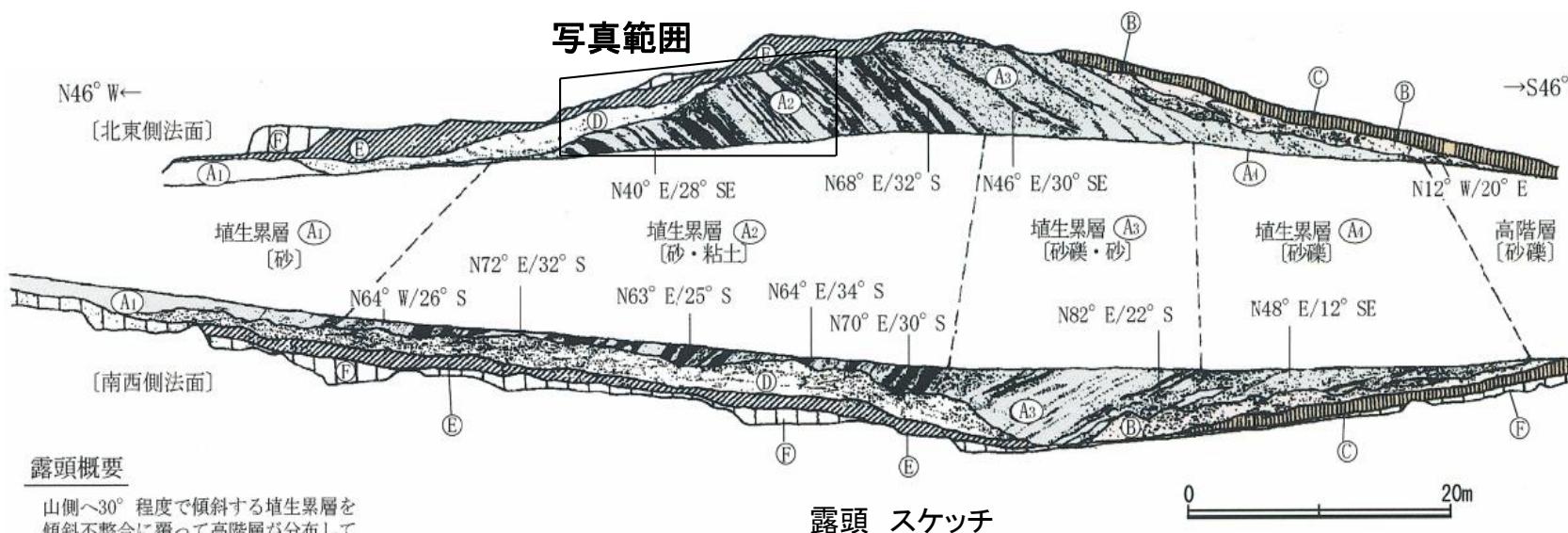


〔地質〕		地層・岩石名
地質時代	敷地周辺の層序	
完新世	SD 砂丘砂層	
	AL 沖積層	
第四更新世	RTIV 河成段丘IV面堆積層	OF II 古期扇状地II面堆積層
	RTIII 河成段丘III面堆積層	OF I 古期扇状地I面堆積層
	RTII 河成段丘II面堆積層	MF 中位段丘I面堆積層
	DH 境生累層	OF 古期扇状地堆積層
堆生階	HNs 中川砂岩層	DT 高階層
水見階	HSm 嶋山シルト岩層・杉野屋シルト岩層	
鮮新世	OAm 二穴シルト岩層	
	OSa 敷波互層	
	OMm 虫崎泥岩層・聖川泥岩層(■は挟在する軽石質凝灰岩層)	
音川階	OKa 菊葉互層	00S 小久米砂岩層
	OSs 七尾石灰質砂岩層(非石灰質部)	
	OLS 七尾石灰質砂岩層(石灰質部)	
新第三紀	BAs 赤浦砂岩層	BMs 三尾砂岩層
	BSs 新宮砂砾岩層	BNm 中波泥岩層
東別所階	KGc 百瀬礫岩層	
	KBc 高畠礫岩層	KUm 国見泥岩層
黒瀬谷階	KFs 懸札砂岩層	KNs 多根互層
	KTc 石動山礫岩層	KKc コロサ礫岩層
岩福階	IAt 熊瀬火山岩類 安山岩質火砕岩(凝灰角礫岩)	
先第三紀	Grs 花崗岩・片麻岩	



石動山断層・古府断層

【本江町付近 露頭調査 スケッチ・写真】



埴生累層

- (A1) 橙褐～黄褐色細粒砂層
淘汰良好、楕円状の砂質部が認められる。
層厚10m以上。
- (A2) 黄褐～灰色細～粗粒砂層と暗灰色シルト層及び粘土層
泥炭層が挟在する。層理発達する。層厚約27m。
- (A3) 褐灰色粗粒砂層と砂礫層の互層
粘土層が挟在する。層厚約10m。
- (A4) 灰褐色砂礫層
基質：中～粗粒砂、シルト～粘土
礫：最大径20cm、平均径5～10cmの花崗岩・流紋岩からなり、花崗岩礫の一部がくさり礫化。
亜角～亜円礫。層厚約7m。

高階層

- (B) 灰褐色砂礫層
基質：中～粗粒砂
礫：最大径30cm、平均径5～10cmの花崗岩・流紋岩からなる。
亜角礫が主体、亜円礫含む。

河成段丘Ⅱ面堆積層

- (C) 細礫混じりシルト～粘土層
最上部50cmは土壤化。5YR4/3

旧谷底堆積層

- (D) 淘汰の悪い細礫～砂礫層
下位層を不整合に覆う。

土 壤

- (E) 7.5YR4/3、細粒亜角塊状弱構造

崩積土

- (F) 礫混じり砂質シルト層

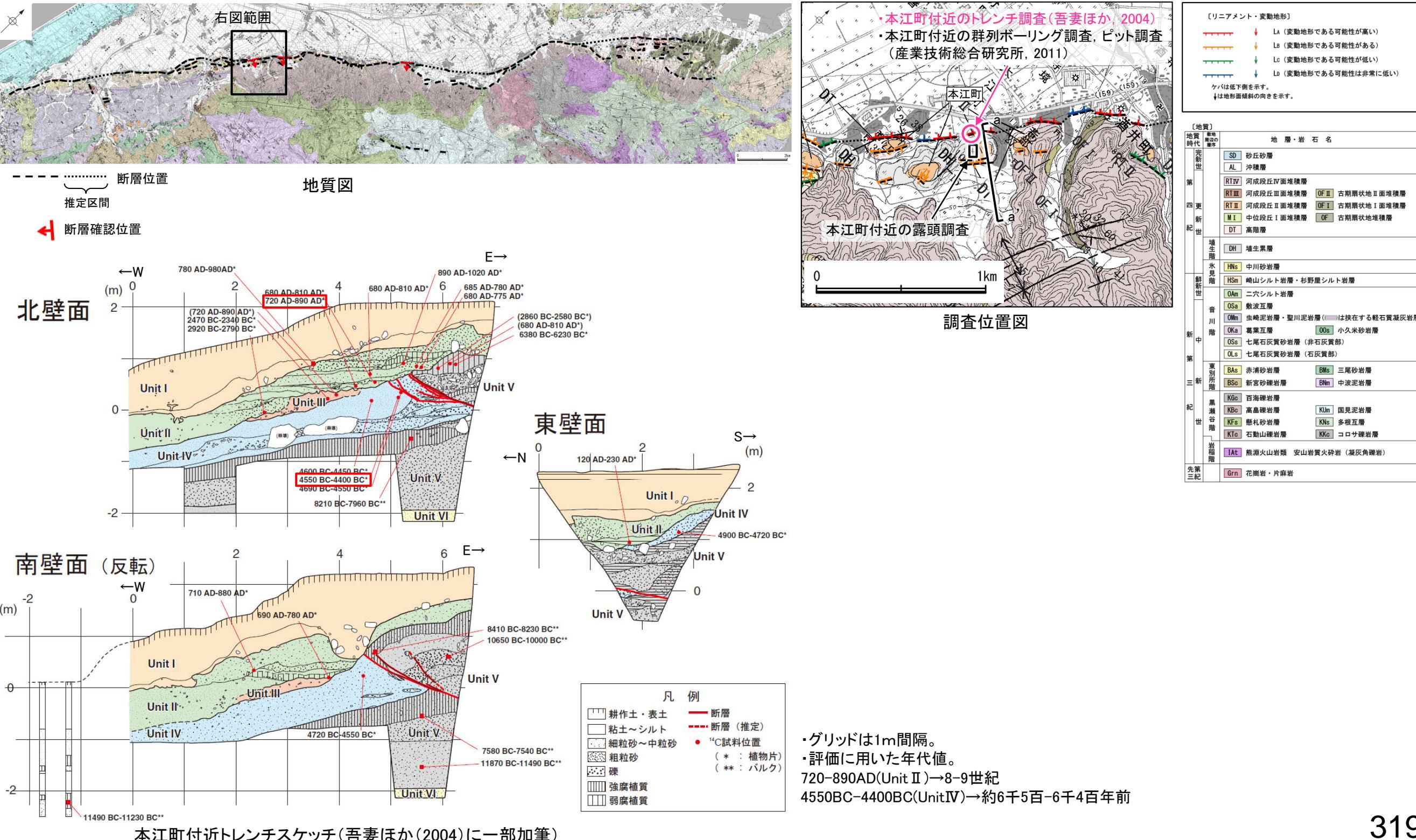


露頭 写真 (1997年撮影)

2.4.5(2-5) 石動山断層・古府断層の活動性 —②本江町付近のトレンチ調査(吾妻ほか, 2004) —

○吾妻ほか(2004)は本江町付近において、低断層崖の基部でトレンチ調査を実施しており、地震調査委員会(2005a)は以下のように評価している。

- ・トレンチ南北側壁面において、断層はUnit IVを切り、Unit IIに覆われている。
- ・Unit IVからは約6千5百-6千4百年前の¹⁴C年代値が得られており、Unit IIからは8-9世紀の¹⁴C年代値が得られている。
- ・したがって、本江町付近では、約6千5百年前以後、9世紀以前に少なくとも1回以上の活動があったと考えられる。

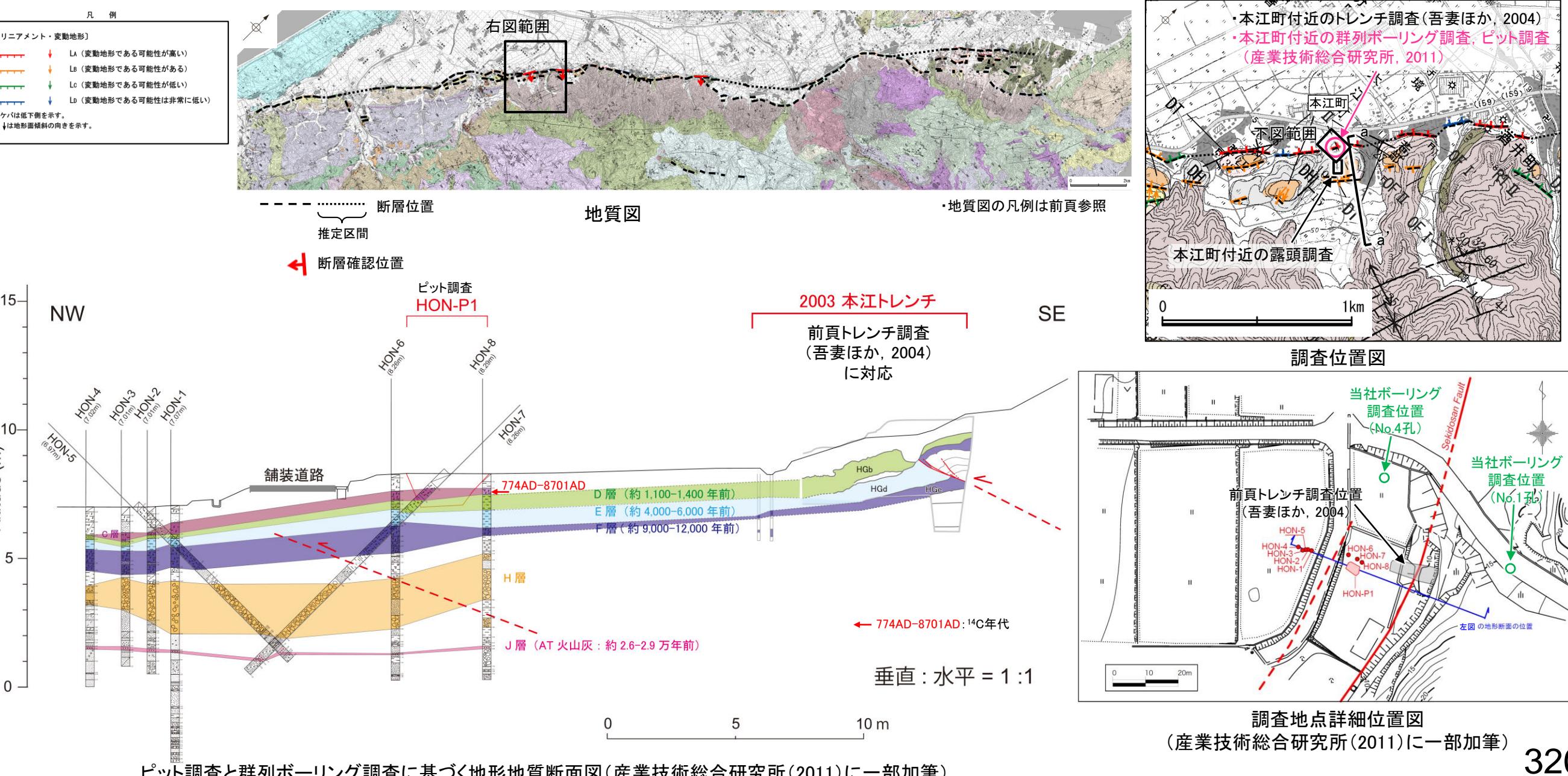


2.4.5(2-5) 石動山断層・古府断層の活動性 -②本江町付近の群列ボーリング調査、ピット調査(産業技術総合研究所, 2011)-

○産業技術総合研究所(2011)は、吾妻ほか(2004)のトレーンチ調査箇所(前頁)よりも平野側に存在する崖地形において、その両側で群列ボーリング調査及び崖上側で地層の連続性確認のためのピット調査を実施しており、以下のように評価している。

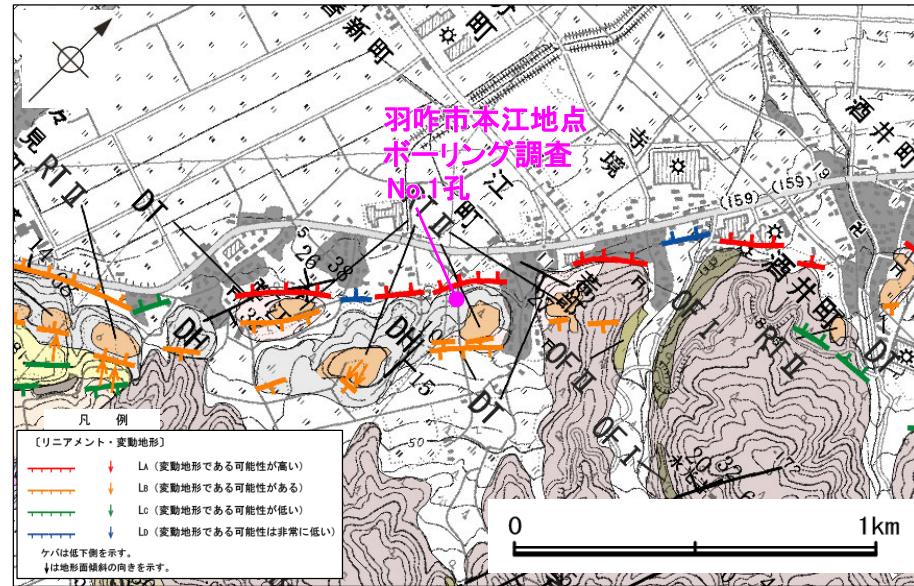
- ・群列ボーリング及び層序確認ピットによる調査結果に基づく地質断面では、いずれのボーリングコアからもAT火山灰(J層)が認められ※、その分布高度はいずれも標高1.5m付近でほぼ水平に分布することから、調査範囲においては、AT火山灰の層準を変位させる断層構造はないことが確認される。
- ・一方、AT火山灰の上位の層準については、C層からF層まではHON-1とHON-6の間で、H層はHON-6とHON-8の間で、それぞれ各層の分布高度が著しく異なっている。
- ・C層からH層までにみられる高度差は、地層の分布高度のバラツキや初生勾配を考慮しても有意なものであり、堆積構造ではなく、それぞれの地層がほぼ水平に堆積した後に変位したものであると判断される。
- ・このような地層の変位が断層によるものと考えて、この変位を生じさせる断層の地下形状を推定すると、まず、J層を変位させないことから、断層はHON-8のJ層の上を通過することが想定される。また、H層の上面高度がHON-6とHON-8の間で食い違うことから、HON-6のH層上面よりも上かつHON-8のH層上面よりも下を断層が通過することが想定される。さらに、C層、D層、E層の上面高度がHON-1とHON-6の間で食い違うことから、断層面の上方延長は両ボーリング掘削地点の間を通過することが想定される。
- ・以上より、本江町付近での最新活動はC層堆積以後に発生し、その時期は774AD-870AD以後(8~9世紀以後)であった可能性がある。ただし、本調査では断層面を直接確認していないため、イベント認定の確実性はやや低い。

※:当社は、産業技術総合研究所(2011)の群列ボーリング付近でボーリング調査を実施しており、AT火山灰等を確認している(柱状図及びコア写真は、次頁、次々頁)。

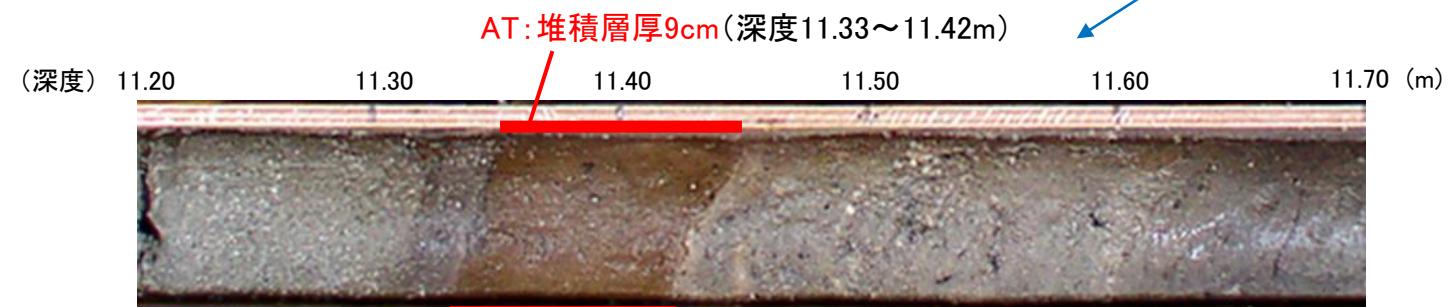


【当社ボーリング調査(No.1孔)】

○羽咋市本江地点で実施したボーリング調査(No.1孔)により、層厚9cmの始良Tnテフラ(AT)及び層厚2cmの三瓶木次テフラ(SK)を確認した。このうち、確認したATに関する調査結果を以下に示す。



位置図



コア写真(2002年撮影)

テフラの年代
(町田・新井, 2011; 宝田ほか, 2022)

AT:3万年前
SK:10.5万年前

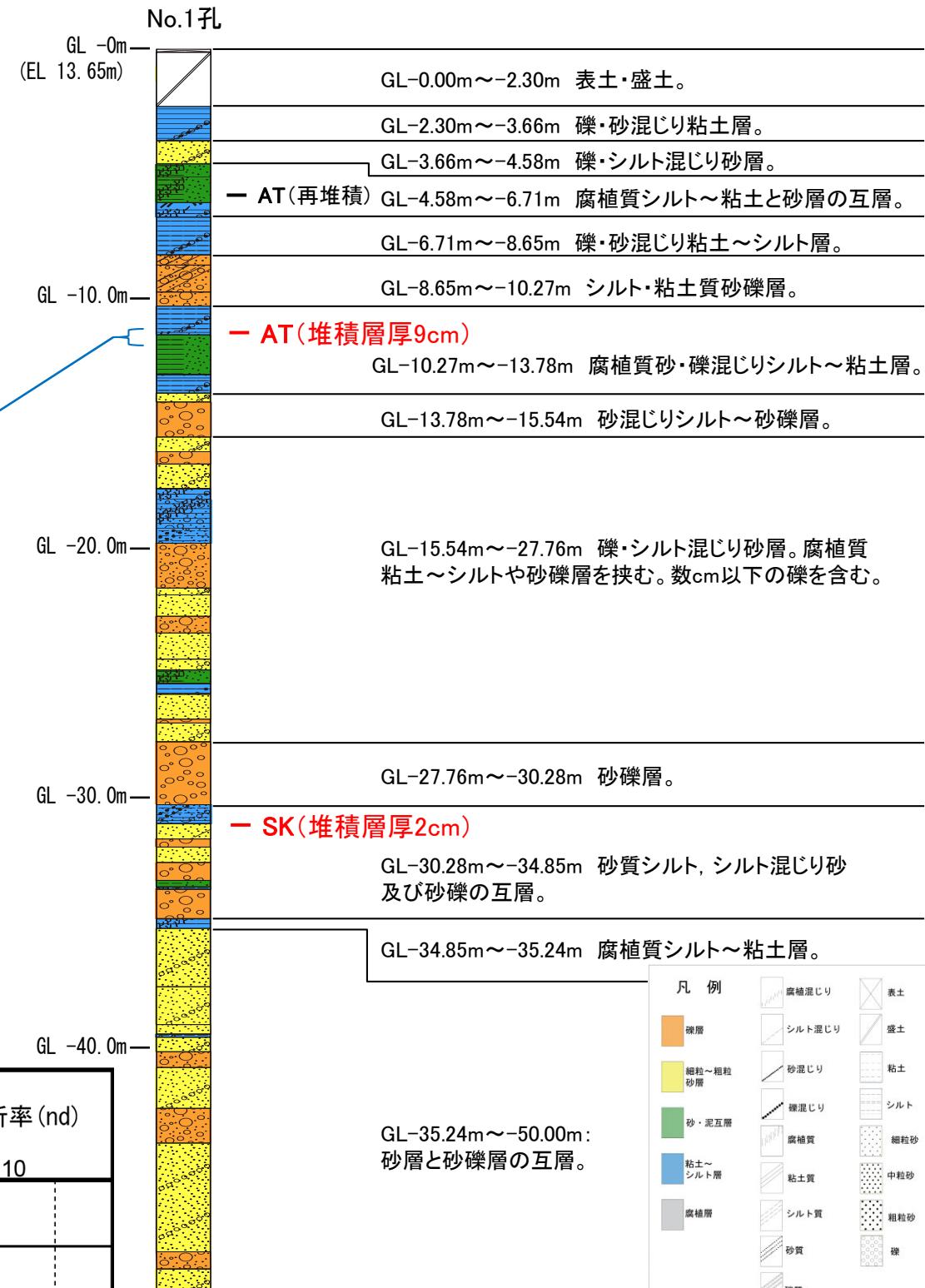
<火山灰分析結果>

分析対象	テフラ名	火山ガラスの形態別含有量(/3000粒子) ^{※1}	重鉱物の含有量(/3000粒子) ^{※1}			長石・石英 ^{※1} (/3000粒子)	備考	火山ガラスの屈折率(nd)			
								1.500	1.510		
			1000	2000	10 20 30			50 100 150			
火山灰層(No.1孔 深度11.35~11.45m) ^{※2}	AT (対比結果)						斜方輝石				
始良Tnテフラ(AT) (町田・新井, 2011)	AT	バブルウォール, パミス					斜方輝石, 単斜輝 石(普通角閃石, 石英)				

■バブルウォール(Bw)タイプ
■パミス(Pm)タイプ

※1: 実際には合計200粒子のカウントを実施

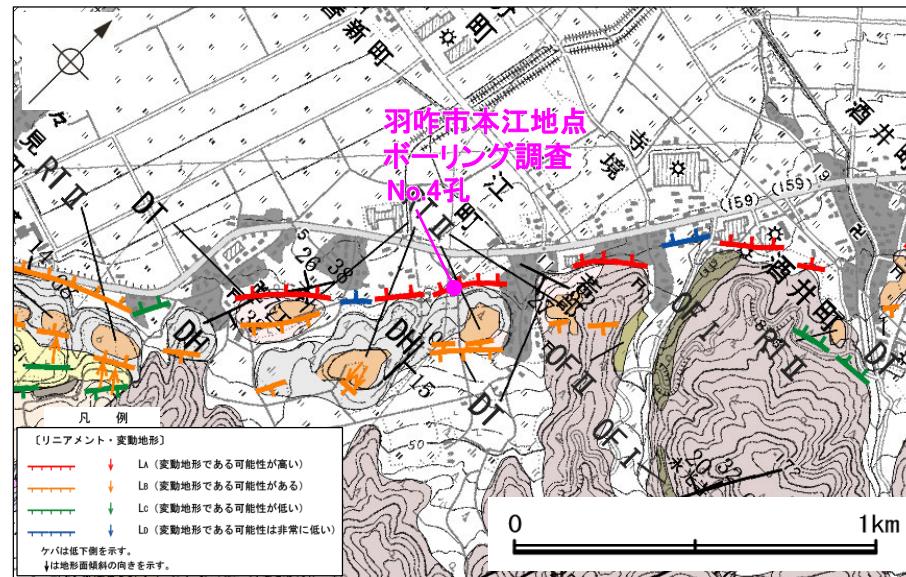
※2: 局所的に試料を採取し分析



柱状図

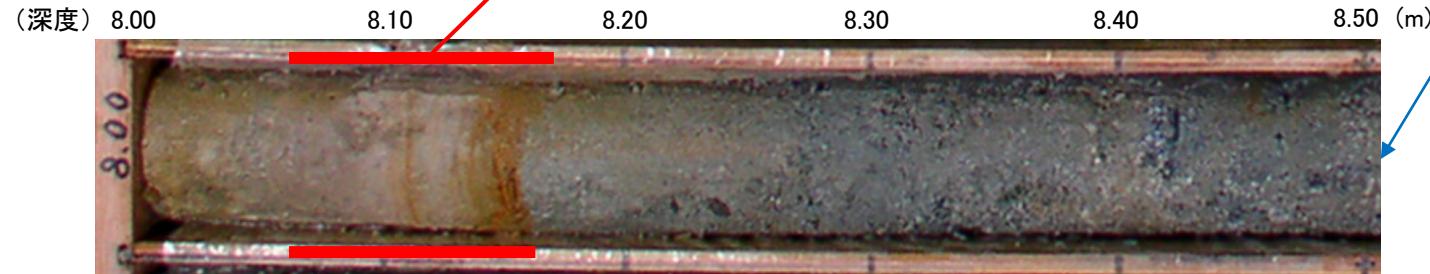
【当社ボーリング調査(No.4孔)】

○羽咋市本江地点で実施したボーリング調査(No.4孔)により、層厚10cmの始良Tnテフラ(AT)を確認した。



位置図

AT:堆積層厚10cm(深度8.05~8.15m)



コア写真(2002年撮影)

テフラの年代
(宝田ほか, 2022)

AT:3万年前

<火山灰分析結果>

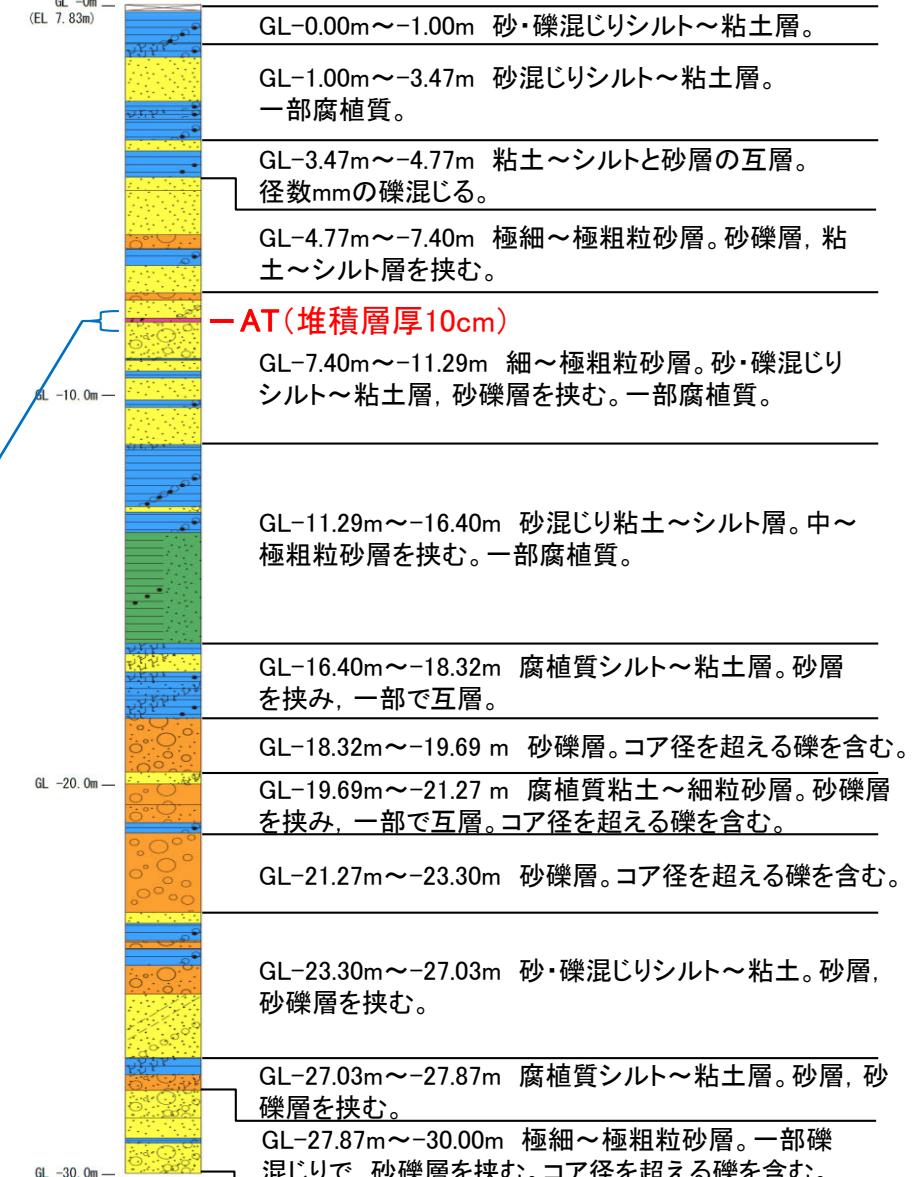
分析対象	テフラ名	火山ガラスの形態別含有量(/3000粒子) ^{※1} 1000 2000	重鉱物の含有量(/3000粒子) ^{※1}			長石・石英 ^{※1} (/3000粒子) 50 100 150	備考	火山ガラスの屈折率(nd)	
			斜方輝石	普通角閃石	黒雲母			1.500	1.510
火山灰層(No.4孔 深度8.10~8.15m) ^{※2}	AT (対比結果)								
始良Tnテフラ(AT) (町田・新井, 2011)	AT	バブルウォール, バミス				斜方輝石, 単斜輝石(普通角閃石, 石英)			

■バブルウォール(Bw)タイプ
■バミス(Pm)タイプ
■低発泡(O)タイプ

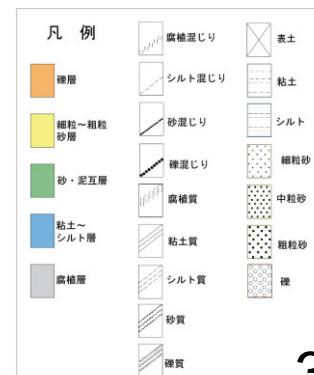
※1: 実際には合計200粒子のカウントを実施

※2: 局所的に試料を採取し分析

No.4孔



柱状図

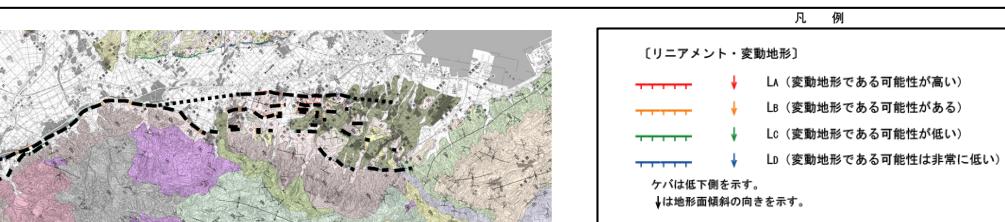


2.4.5(2-5) 石動山断層・古府断層の活動性 —③飯山町付近の露頭調査—

- 飯山町付近で露頭調査を実施した結果、平野側に急傾斜した中川砂岩層を不整合に覆って、埴生累層が平野側へ緩く傾く構造が認められる。
- よって、飯山町付近では、中期更新世以降(埴生累層の堆積以降)の活動が認められる。



地質図



断層位置

推定区間

断層確認位置

地質		地層・岩石名
時代	地層の種類	
完新世	SD 砂丘砂層	
	AL 沖積層	
第4更新世	RTIV 河成段丘IV面堆積層	
	RTIII 河成段丘III面堆積層	OFII 古期扇状地II面堆積層
	RTII 河成段丘II面堆積層	OFI 古期扇状地I面堆積層
	MII 中位段丘I面堆積層	
	DT 高階層	OF 古期扇状地堆積層
第3更新世	DH 塩生累層	
	HNS 中川砂岩層	
鮮新世	HSm 崎山シルト岩層・杉野屋シルト岩層	
	DAm 二穴シルト岩層	
	OSa 敷波互層	
	DMn 虫崎泥岩層・聖川泥岩層(■は挟在する経石質凝灰岩層)	
	OKa 菓葉互層	005 小久米砂岩層
	OSs 七尾石灰質砂岩層(非石灰質部)	
	OLS 七尾石灰質砂岩層(石灰質部)	
新中第3紀	BAs 赤浦砂岩層	BMS 三尾砂岩層
	BSc 新宮砂岩岩層	BNm 中波泥岩層
	KGc 百海疊岩層	
	KBo 高畠疊岩層	KUm 国見泥岩層
	KFs 懸札砂岩層	KNs 多根互層
	KTo 石動山疊岩層	KKo コロサ疊岩層
岩相階	IAt 熊瀬火山岩類 安山岩質火砕岩(凝灰岩質)	
先第三紀	Gra 花崗岩・片麻岩	

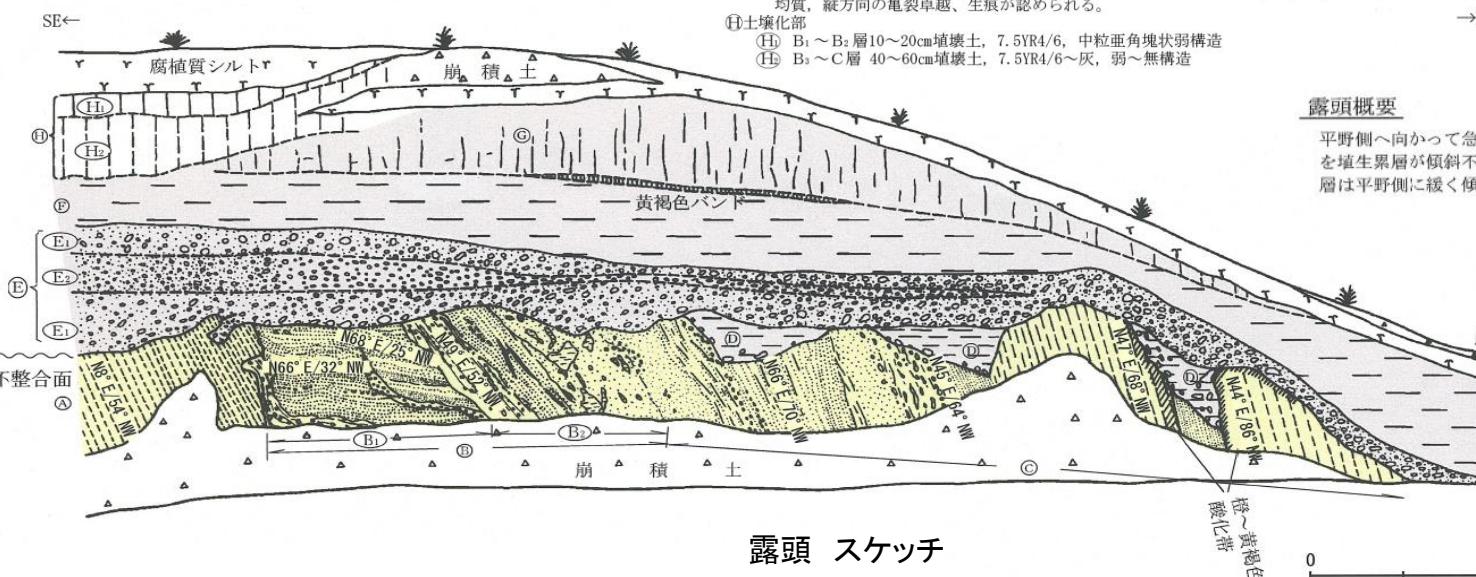
→NW

露頭概要

平野側へ向かって急傾斜した中川砂岩層を埴生累層が傾斜不整合に覆う。埴生累層は平野側へ緩く傾く構造を示す。

中川砂岩層

- Ⓐ 黄褐色～灰白色アルコース質細～中粒砂岩
淘汰良好、固結比較的良好
- Ⓑ 層理の発達した粗粒砂～細礫層
層相が不規則に変化する。
- Ⓒ (Ⓐ)に対し不整合的に堆積。顕著な斜交層理を呈する。
- Ⓓ シルト岩の偽礫を多量に含む砂礫層。急傾斜を呈する。
- Ⓔ 中～粗粒砂層とシルト層による互層。
一部でシルト層の偽礫が層状に混入する。



露頭 スケッチ

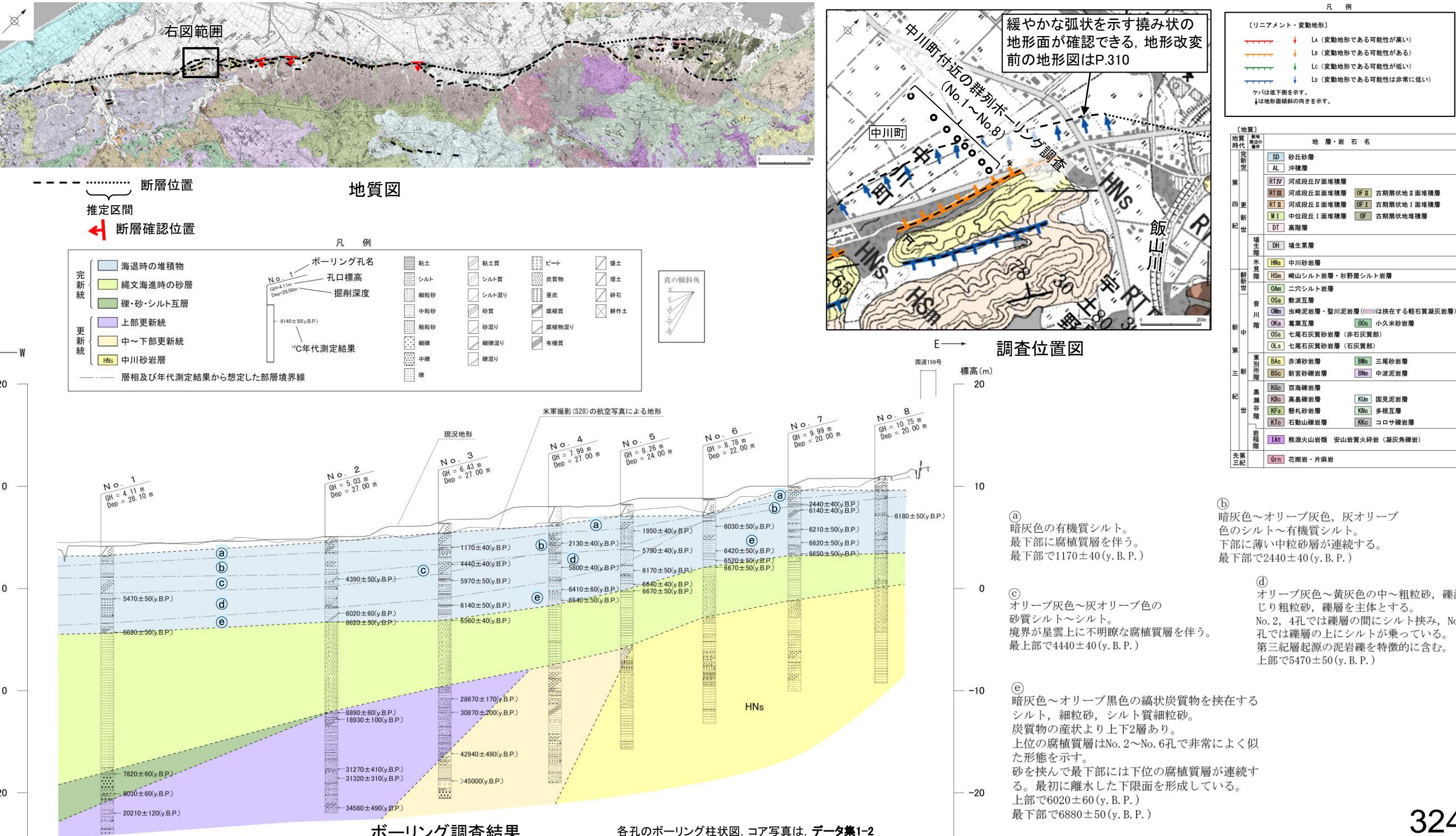
→NW



露頭 写真(1987年撮影)

2.4.5(2-5) 石動山断層・古府断層の活動性 —④中川町付近の群列ボーリング調査—

- 中川町付近の沖積平野上に判読される緩やかな弧状を示す撓み状の地形面(Dランクのリニアメント・変動地形)とほぼ直交する測線で群列ボーリング調査を実施した結果、中川砂岩層上面のやや急傾斜している更新統(図中■■)を覆って、縄文海進時の砂層(図中■)及び海退時の堆積物(図中□)が分布し、その分布形状が緩傾斜を示す。
- 層相及び年代測定の結果によれば、海退時の堆積物(⑤)は、平野側に向かって層厚を減じていることから、扇状地性堆積物であると考えられる。
- また、撓み状の地形は、本調査地域が飯山川及びその南方の小河川の扇状地分布域であることを考慮すると、完新統の扇状地性堆積物の分布を反映した地形面の傾斜である可能性が考えられる。
- 一方、縄文海進時の砂層は、その分布形状が撓み状の地形の位置で同様の撓み状を示しており、断層活動を反映している可能性も考えられる。
- 以上より、中川町付近では、縄文海進(約6000年前)以降の活動が否定できない。



石動山断層・古府断層

【中川町付近 群列ボーリング コア写真(1/2)】

No.1孔

(孔口標高4.11m, 掘進長28.1m, 鉛直)

No.2孔

(孔口標高5.03m, 掘進長27m, 鉛直)

No.3孔

(孔口標高6.43m, 掘進長27m, 鉛直)

No.4孔

(孔口標高7.99m, 掘進長27m, 鉛直)

深度(m)

深度(m) 深度(m)

深度(m) 深度(m)

深度(m) 深度(m)

深度(m)



コア写真(深度0~28.1m)



コア写真(深度0~27m)



コア写真(深度0~27m)



コア写真(深度0~27m)

(2007年撮影)

石動山断層・古府断層

【中川町付近 群列ボーリング コア写真(2/2)】

No.5孔

(孔口標高8.26m, 掘進長24m, 鉛直)

No.6孔

(孔口標高8.78m, 掘進長22m, 鉛直)

No.7孔

(孔口標高9.99m, 掘進長20m, 鉛直)

No.8孔

(孔口標高10.75m, 掘進長20m, 鉛直)

深度(m)



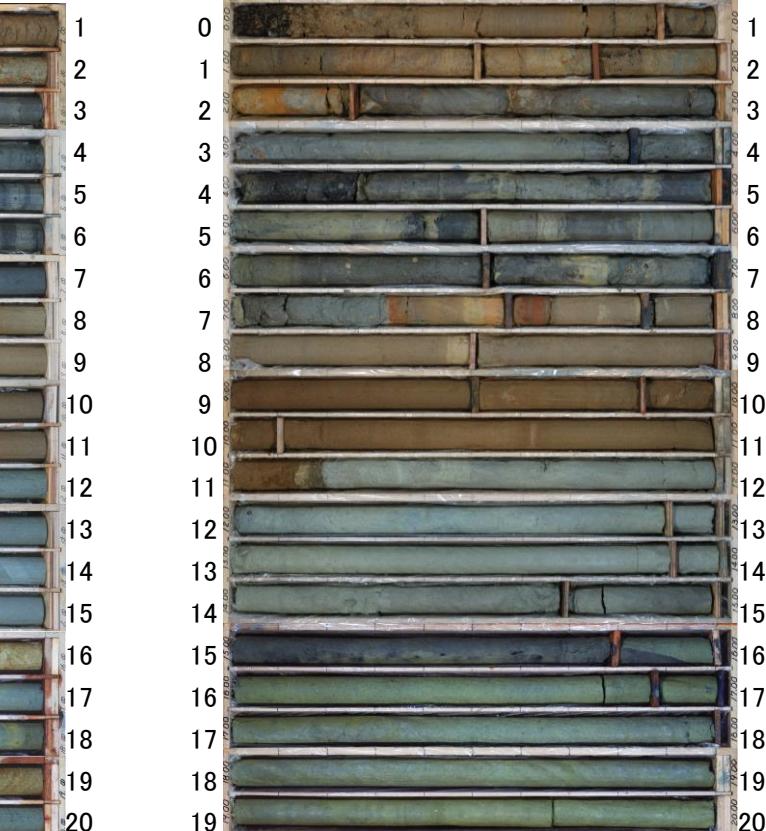
コア写真(深度0~24m)

深度(m)



コア写真(深度0~22m)

深度(m)



コア写真(深度0~20m)

深度(m)



コア写真(深度0~20m)

(2007年撮影)